

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MARCELO MARQUES

MODELAGEM PARAMÉTRICA BIDIMENSIONAL PARA SIMULAÇÃO DO CAMPO
DE ONDAS EM ÁGUAS CONTINENTAIS

CURITIBA
2013

MARCELO MARQUES

MODELAGEM PARAMÉTRICA BIDIMENSIONAL PARA SIMULAÇÃO DO CAMPO
DE ONDAS EM ÁGUAS CONTINENTAIS

Tese apresentada como requisito à obtenção do grau de Doutor em Engenharia pelo Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Dr. Alexandre Kolodynskie Guetter
Co-orientador: Prof. Dr. Tobias Bernward Bleninger

CURITIBA
2013

Marques, Marcelo

Modelagem paramétrica bidimensional para simulação do campo de ondas em águas continentais / Marcelo Marques. – Curitiba, 2014. 197 f. : il.; tabs., grafs.

Tese (doutorado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental.

Orientador: Alexandre Kolodynskie Guetter

Coorientador: Tobias Bernward Bleninger

Bibliografia: p. 182-197

1. Ondas oceânicas. 2. Métodos de simulação. 3. Hidrologia Modelos. I. Guetter, Alexandre Kolodynskie. II. Bleninger, Tobias Bernward. III. Título.

CDD 627.042

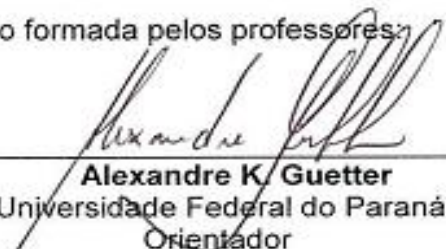


TERMO DE APROVAÇÃO
MARCELO MARQUES


"MODELAGEM PARAMÉTRICA BIDIMENSIONAL PARA SIMULAÇÃO DO CAMPO DE ONDAS EM ÁGUAS CONTINENTAIS"

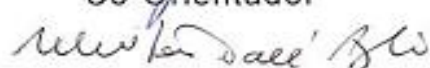
Tese aprovada como requisito parcial à obtenção do grau de Doutor, pelo Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental do Setor de Tecnologia da Universidade Federal do Paraná, pela comissão formada pelos professores:

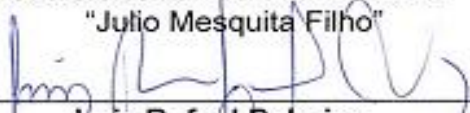
PRESIDENTE:

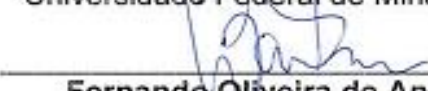

Alexandre K. Guetter
Universidade Federal do Paraná
Orientador

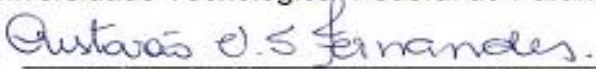
MEMBROS:


Tobias Bleninger
Universidade Federal do Paraná
Co-Orientador


Milton Dall'Aglío Sobrinho
Universidade Estadual Paulista
"Julio Mesquita Filho"


Luiz Rafael Palmier
Universidade Federal de Minas Gerais


Fernando Oliveira de Andrade
Universidade Tecnológica Federal do Paraná


Cristovão Vicente S. Fernandes
Universidade Federal do Paraná

Curitiba, 19 de dezembro de 2013

Dedico
à minha esposa Marcia e às minhas filhas Marcela e Marina
aos meus pais, Rubens e Cida

aos meus alunos, aos que foram e aos que serão.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de doutorado.

À Universidade Federal do Paraná e ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental.

À Delft Hydraulics, por disponibilizar o módulo de ondas SWAN do software Delft3D.

À Universidade Estadual de Maringá, pela concessão de afastamento em regime integral, e aos Professores Adalberto Koodi Takeda, Elaine Patrícia Arantes, Osni Pereira e Cristhiane Michiko Passos Okawa, com os quais sempre pude contar.

Aos amigos Michael Mannich, Julio Werner Yoshioka Bernardo e Heloise Garcia Knapik, pelo convívio que deixa saudades.

Aos amigos Luis Miguel Buchir, Joelma Leão Buchir, Ozeair Abessi e Eileen Andrea Acosta Porras, que viveram no Brasil através da UFPR, com os quais tive a satisfação de conviver nesse período.

Ao Professor Fernando Oliveira de Andrade, pelas discussões e sugestões que tanto enriqueceram esse trabalho.

Ao co-orientador, Professor Tobias Bleninger, profissional para o qual minutos de conversa se convertem facilmente em semanas de trabalho.

Aos Professores Heiz Dieter Fill, Roberto Fendrich, Rocio Luz Fernandez, Cristóvão Vicente Scapulatempo Fernandes, Milton Dall'Aglío Sobrinho, Fernando Oliveira de Andrade e Luiz Rafael Palmier, os quais, em algum momento dessa jornada, contribuíram como membros revisores.

Ao amigo Luiz Carlos Barbosa, o qual se mostrou fundamental em vários momentos.

Aos amigos Celmar, Alexandra e Carminha.

Um agradecimento especial ao orientador desse trabalho, Professor Alexandre Kolodynskie Guetter, com quem o convívio se revelou um importante aprendizado.

Por constituir-se na conclusão de uma importante etapa de uma longa jornada, agradeço a todos os meus professores, desde os primeiros, no Colégio Estadual Professor Benoíl Francisco Marques Boska na cidade de Ourizona, Paraná.

Aos meus pais, Rubens e Cida, pelo exemplo orientador e pelo amor incondicional que permitiram os milagres que a educação e o aprendizado podem realizar.

A minha esposa Marcia, que aceitou o desafio ao migrarmos à UFPR, eu no Centro Politécnico e você no Hospital de Clínicas. Eu, você e a Marcela, então com 1 ano de idade, chegamos sós. Ao final da jornada não vamos sós, levamos a recompensa de ter concluído e a marcante experiência da aventura compartilhada, trazendo conosco um pouco de cada um com os quais convivemos nestes anos valiosos. A conclusão dessa Tese coincide com o nascimento da Marina e representa o início de uma nova etapa da vida.

RESUMO

O presente trabalho visa demonstrar que em águas continentais de grande superfície, o campo de ondas gerado por ventos persistentes pode ser simulado utilizando exclusivamente a intensidade do vento atuante e a geometria do corpo d'água. Esse objetivo foi atingido pela aplicação do conceito de campo de *fetch*, o qual permitiu ampliar o alcance de uma equação paramétrica para o espaço bidimensional. Essa técnica que relaciona o campo de *fetch* a fenômenos gerados pelo vento foi denominada de Modelagem Paramétrica Bidimensional (MPB). Pela importância que assume ao longo do trabalho, foi realizada uma análise minuciosa a respeito do *fetch*, abordando aspectos como a sensibilidade, as limitações e comparações entre alguns dos métodos desenvolvidos no decorrer dos anos. O desenvolvimento do trabalho foi possível pela concepção de programas computacionais em linguagem LISP. Os aplicativos principais são os modelos ONDACAD, através do qual são gerados mapas temáticos de distribuição de *fetch* e altura de ondas, e INTERPLOT, capaz de gerar campos de vento, tanto uniformes como variáveis. A integração entre os modelos ONDACAD e INTERPLOT é feita pelo Sistema HIDRONDA, o qual tem a função de automatizar o processo desde o recebimento dos dados até a publicação dos mapas temáticos em tempo real pela WEB. Os resultados do modelo numérico SWAN foram adotados como representantes da realidade física. O processo de correlação entre os resultados dos modelos SWAN e ONDACAD foi desenvolvido com base na adoção das condições de águas profundas, campo de vento uniforme e persistente. A demonstração da acurácia da técnica apresentada foi precedida pela concepção de dois métodos: (1) O método Rápido, o qual permite determinar por uma operação elementar, o *fetch* máximo como uma dimensão característica para qualquer corpo d'água. (2) O método dos Prismas Equivalentes, o qual, baseado nas correlações do método Rápido, permitiu representar um corpo d'água de qualquer formato e dimensão através de um Prisma, eliminando os efeitos de dendriticidade e irregularidade das margens. Ao se comparar os resultados gerados pelos modelos SWAN e ONDACAD, verificou-se que o tamanho do erro foi afetado pela magnitude do corpo d'água e pela intensidade do vento. Deste modo foi possível concluir que, respeitadas as condições assumidas, a técnica de modelagem paramétrica bidimensional gera resultados mais próximos do modelo numérico de base física para corpos d'água maiores e para ventos intensos, atendendo em qualquer situação a um erro máximo de 20% entre os campos de onda simulados. A versatilidade da técnica de modelagem paramétrica bidimensional, dependente somente de informações de vento como variável dinâmica, foi operacionalizada pela concepção de um sistema automatizado de simulação de altura de ondas para corpos d'água continentais localizados em qualquer lugar da Terra, denominado HIDRONDA, disponível em <http://www.hidronda.com>.

Palavras-chave: onda, *fetch*, SWAN, ONDACAD, HIDRONDA

ABSTRACT

The present work demonstrates that in continental waters of large surface the wave field generated by persistent winds can be simulated by using only information of the intensity of the wind and the water body geometry. This goal was achieved by applying the concept of fetch field, which allowed the applicability of parametric equations for the two-dimensional space. The technique presented in this work is called Dimensional Parametric Modeling. A detailed analysis of several fetch aspects was performed by addressing issues such as sensitivity, limitations and comparisons between some of the methods developed over the years. The development of the work was accomplished by the design of computer programs in LISP programming language. The main applications are the ONDACAD model, which provides maps of distribution of fetch and wave height, and the INTERPLOT model, that generates uniform and variable wind fields by interpolation methods. The integration between the ONDACAD and the INTERPLOT models is achieved by the HIDRONDA system, which automates the process from the data income to the publication of the final maps in real time on the internet. The results of the numerical model SWAN were adopted as representative of the physical reality. The correlation process among the results of the SWAN and ONDACAD models was based on the assumptions of deep water situation and uniform winds. The accuracy analysis of the methodology was preceded by two methods: (1) the Método Rápido, which allows to determine by an elementary operation the maximum fetch as a characteristic dimension to any body of water, and (2) the method of Prismas Equivalentes, which represents the body of water of any dimension and format as a prism, eliminating the effects of the dendritic and irregular edges. The result comparisons between the SWAN and ONDACAD models showed that the error level is affected by the magnitude of the water body and by the intensity of the wind. It was concluded that equivalence of the results obtained by the two-dimensional parametric model and by the numerical model grows for larger water bodies and strong winds situations. In spite of this characteristic, the maximum error between the simulated wave fields reached 20%. The versatility of the technique of the two-dimensional parametric modeling was operationalized by the development of a wave height simulation system applicable for inland water bodies located anywhere on the Earth. This tool, named HIDRONDA system, is available online at <http://www.hidronda.com>.

Key-words: wind wave, fetch, SWAN, ONDACAD, HIDRONDA

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Caracterização das ondas por faixa de frequência	16
Figura 2 - Exemplo do registro de altura de onda em um ponto fixo no decorrer do tempo	18
Figura 3 - Relação entre a altura significativa da onda e a altura da onda obtida por observações visuais	19
Figura 4 - Elementos característicos de uma onda senoidal	20
Figura 5 - Coluna esquemática para dedução da equação da energia da onda.....	22
Figura 6 - Crescimento de um espectro de potência ocasionado por vento de 7 ms^{-1}	24
Figura 7 - Geração da onda pela variação de pressão pela passagem do vento	25
Figura 8 - Refração ao longo de diferentes tipos de formatos de costa	27
Figura 9 - Imagem de satélite da superfície do oceano na localidade de Guaratuba, litoral do Paraná	28
Figura 10 - Carta sinótica de pressão na superfície referente ao dia 27 de outubro de 1950.....	29
Figura 11 - <i>Fetch</i> na direção norte.....	30
Figura 12 - <i>Fetch</i> efetivo em função da relação entre dimensões do corpo de água.....	31
Figura 13 - <i>Fetch</i> efetivo esquemático para a direção norte	32
Figura 14 - Distribuição do <i>fetch</i> utilizando o método de Saville para os seguintes ângulos entre linhas auxiliares: 1°, 6°, 15° e a aplicação do método oceânico	36
Figura 15 - Distribuição do <i>fetch</i> por FO (A), MS (B) e MSM (C) e desvios relativos FO/MS (D), FO/MS (E), MS/MSM (F) para vento de NE.....	38
Figura 16 - Localização do domínio de 1% dos maiores valores de <i>fetch</i>	39
Figura 17 - Campos de ondas simulados pelo método SMB para vento vindo de NE	40
Figura 18 - Distribuição do <i>fetch</i> pelo método de Saville para o reservatório de San Roque (Argentina) e o lago Saint Claire (EUA e Canadá)	42
Figura 19 - Distribuição do <i>fetch</i> na direção de maior ocorrência nos reservatórios de Salto Caxias (esquerda) e Jurumirim.....	42
Figura 20 - Distribuição do <i>fetch</i> em Itaipu (esquerda) e Texoma	43
Figura 21 - Distribuição do <i>fetch</i> na Lagoa dos Patos (esquerda) e no reservatório de Molinos.....	44
Figura 22 - Distribuição do <i>fetch</i> nos reservatórios de Porto Primavera (esquerda) e o Vossoroca	45
Figura 23 - Exemplos em que o <i>fetch</i> máximo alcança todo o corpo de água: Lagoa Barros (esquerda), Reservatório de Jesuína (centro) e Lago Ontário (direita)	46
Figura 24 - Exemplo de ocorrência do <i>fetch</i> em sub-regiões nos reservatórios de Ernestina (esquerda), Palmital (centro) e no Lago Great Bear (direita).....	46
Figura 25 - Sinuosidade nos reservatórios de Três Marias, Salto Santiago e Itaparica	47
Figura 26 - Diagrama conceitual de delimitação das sub-regiões que contribuem para a geração da onda no reservatório de Vossoroca	47
Figura 27 - Determinação dos comprimentos L_1 e L_2 do método Rápido	48
Figura 28 - Ajuste exponencial do maior <i>fetch</i> ao produto dos comprimentos L_1 e L_2	50
Figura 29 - Comparação entre <i>fetch</i> máximo calculado de modo direto e indireto	50
Figura 30 - Comparação entre métodos de determinação do <i>fetch</i>	52
Figura 31 - Comparação entre valores teóricos e calculados baseados em η	52
Figura 32 - Relações de altura de onda do modelo GD	61
Figura 33 - Representação do ângulo entre a direção do vento e a propagação da onda	62
Figura 34 - Isopletas do vento médio horário para um tempo de retorno de 50 anos	69
Figura 35 - Perfil do vento na camada inferior da troposfera em uma área marinha	70
Figura 36 - Coeficiente de arraste em função da velocidade do vento	71
Figura 37 - Fator de correção devido à localização em terra do ponto de medição	72
Figura 38 - Variação do coeficiente de instabilidade ($R_T=U/U_{10}$), com a elevação e a diferença de temperatura entre ar e água (ΔT).....	74

Figura 39 - Razão U_t/U_{3600} em relação à duração t	75
Figura 40 - Duração mínima do vento para o estabelecimento de ondas limitadas pelo <i>fetch</i>	76
Figura 41 - Distribuição geográfica dos corpos de água modelados	77
Figura 42 - Equações base do modelo SWAN.....	83
Figura 43 - Esquema de ajuste do dado de vento.....	87
Figura 44 - Esquema dos dados de entrada e da interpolação para estimativa dos campos de vento	88
Figura 45 - Saídas gráficas geradas pelo modelo INTERPLOT para o dia 9/4/2012 às 10h aplicando a interpolação pelo inverso do quadrado das distâncias.....	89
Figura 46 - Simulação do campo de ventos para o reservatório de Vossoroca.....	90
Figura 47 - Espectro de energia dos termos fonte.....	93
Figura 48 - Determinação dos coeficientes da equação paramétrica	95
Figura 49 - Consideração sobre um ondógrafo e um anemômetro instalados em um lago triangular	96
Figura 50 - Diagrama adimensional obtido por uma sequência hipotética de vento sobre o corpo de água triangular	97
Figura 51 - Comparação entre métodos paramétricos para intensidade do vento de 10 ms^{-1}	99
Figura 52 - Isolinhas esquemáticas de altura de onda e de <i>fetch</i> pelo método oceânico.....	100
Figura 53 - <i>Fetch</i> esquemático para a direção norte	102
Figura 54 - Procedimentos gráficos do modelo ONDACAD para o reservatório de Vossoroca (Paraná), com o painel direito ilustrando uma ampliação de parte da imagem da esquerda.	102
Figura 55 - Etapas para obtenção dos mapas temáticos.....	103
Figura 56 - Saídas gráficas de alguns modelos de simulação de ondas disponíveis na WEB	104
Figura 57 - Localização geográfica dos corpos de água implantados no sistema HIDRONDA.....	105
Figura 58 - Tela inicial do sistema HIDRONDA	106
Figura 59 - Simulação do campo de ondas para os dias 1 a 4 de julho de 2013	106
Figura 60 - Núcleos do sistema HIDRONDA	107
Figura 61 - Organização esquemática do sistema HIDRONDA.....	108
Figura 62 - Fluxograma do gerenciamento de dados e aplicativos do sistema HIDRONDA	109
Figura 63 - Equação paramétrica da altura da onda em função do <i>fetch</i> com ajuste exponencial	111
Figura 64 - Campos de onda normalizados pela altura máxima da onda, gerados pelo modelo SWAN, para ventos uniformes de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1} , no lago Superior	112
Figura 65 - Campo normalizado de <i>fetch</i> para vento SSW no lago Superior	113
Figura 66 - Relação entre os adimensionais de <i>fetch</i> e ondas para o lago Superior com vento SSW	114
Figura 67 - Mapas de altura de onda normalizada para ventos de 10 ms^{-1} (painel superior), 15 ms^{-1} (painel central) e 20 ms^{-1} (painel inferior) obtidos pelos modelos SWAN e ONDACAD	115
Figura 68 - Distribuição do erro entre as alturas de onda obtidas pelos modelos SWAN e paramétrico para diferentes intensidades do vento	116
Figura 69 - Histograma dos erros de altura de onda em função da fração da superfície do corpo d'água.....	117
Figura 70 - Simulação do campo de ondas com batimetria real (coluna direita) e batimetria fictícia de águas profundas (coluna esquerda) para ventos de 5 e 10 ms^{-1}	119
Figura 71 - Simulação do campo de ondas com batimetria real (coluna direita) e batimetria fictícia de águas profundas (coluna esquerda) para ventos de 15 e 20 ms^{-1}	120
Figura 72 - Erros nas alturas dos campos de ondas no reservatório de Itaipu, para a hipótese de águas profundas	121
Figura 73 - Quantificação do erro relacionado à fração da superfície total	122
Figura 74 - Campo de ondas no reservatório de Salto para ventos norte de 5 e 10 ms^{-1}	123
Figura 75 - Campo de ondas no reservatório de Salto Caxias para ventos norte de 15 e 20 ms^{-1}	124
Figura 76 - Distribuição do <i>fetch</i> no reservatório de Salto Caxias para vento norte.....	125
Figura 77 - Diagrama adimensional da altura da onda obtida pelo modelo SWAN e do <i>fetch</i> determinado pelo modelo ONDACAD para diferentes intensidades do vento	126
Figura 78 - Localização dos pontos próximos ao eixo $gH U^{-2}$ para ventos de 5 e 10 ms^{-1}	127

Figura 79 - Localização dos pontos próximos ao eixo gHU^{-2} para ventos de 15 e 20 ms^{-1}	128
Figura 80 - Localização dos pontos próximos ao eixo gFU^{-2} para ventos de 5 e 10 ms^{-1}	129
Figura 81 - Localização dos pontos próximos ao eixo gFU^{-2} para ventos de 15 e 20 ms^{-1}	130
Figura 82 - Dimensões do prisma equivalente ao corpo de água.....	131
Figura 83 - Escalas do <i>fetch</i> máximo dos oito corpos d'água modelados	132
Figura 84 - Dimensões L_1 e L_2 dos quatro reservatórios simulados com o prisma equivalente.....	132
Figura 85 - Comparação das áreas do lago Michigan e dos reservatórios de Mangueira, Molinos e Vossoroca, na mesma escala.....	133
Figura 86 - Distribuição do <i>fetch</i> e campos de ondas no prisma equivalente ao reservatório de Vossoroca	134
Figura 87 - Distribuição do <i>fetch</i> e campos de ondas no prisma equivalente ao reservatório de Molinos	134
Figura 88 - Distribuição do <i>fetch</i> e campos de ondas no prisma equivalente à lagoa Mangueira.....	135
Figura 89 - Distribuição do <i>fetch</i> e campos de ondas no prisma equivalente ao lago Michigan	135
Figura 90 - Diagrama adimensional do <i>fetch</i> e altura de onda para o prisma representativo do reservatório de Vossoroca.....	136
Figura 91 - Isolinhas de <i>fetch</i> e altura de ondas para os prismas equivalentes aos corpos de água de Vossoroca, Molinos, Mangueira e Michigan (esquerda para a direita), com zoom de 8x (painel superior) e 100x (painel inferior)	137
Figura 92 - Determinação do comprimento de divergência para o prisma relativo ao reservatório de Vossoroca.....	138
Figura 93 - Determinação do comprimento de divergência para o prisma relativo ao reservatório de Molinos	138
Figura 94 - Ajuste exponencial entre o comprimento de divergência e a intensidade do vento	139
Figura 95 - Ajuste exponencial entre <i>fetch</i> , associado ao comprimento de divergência, e a velocidade do vento.....	140
Figura 96 - Campo de ondas para os prismas equivalentes aos reservatórios de Vossoroca e Molinos, com eliminação dos pontos correspondentes aos valores inferiores aos dos comprimentos de divergência.....	141
Figura 97 - Relações adimensionais entre altura de onda e <i>fetch</i> para ventos de 5 e 10 ms^{-1}	142
Figura 98 - Relações adimensionais entre altura de onda e <i>fetch</i> para ventos de 15 e 20 ms^{-1}	143
Figura 99 - Ajuste exponencial da altura de onda e <i>fetch</i> adimensionais para ventos de 5 e 10 ms^{-1}	144
Figura 100 - Ajuste exponencial da altura de onda e <i>fetch</i> adimensionais para ventos de 15 e 20 ms^{-1}	145
Figura 101 - Gráfico log-log das alturas de onda e <i>fetch</i> adimensionais	146
Figura 102 - Gráfico log-log das equações ajustadas das alturas de onda e <i>fetch</i> adimensionais, com coeficientes variáveis com o vento	147
Figura 103 - Correlação das alturas de onda dos modelos ONDACAD e SWAN para o prisma equivalente ao reservatório de Vossoroca, para ventos de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1}	148
Figura 104 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o prisma equivalente ao reservatório de Vossoroca	148
Figura 105 - Correlação das alturas de onda dos modelos ONDACAD e SWAN para o prisma equivalente ao reservatório de Molinos, para ventos de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1}	149
Figura 106 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o prisma equivalente ao reservatório de Molinos.....	149
Figura 107 - Correlação das alturas de ondas dos modelos ONDACAD e SWAN para o prisma equivalente à lagoa Mangueira, para ventos de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1}	150
Figura 108 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o prisma equivalente à Lagoa Mangueira	150
Figura 109 - Correlação das alturas de onda dos modelos ONDACAD e SWAN para o prisma equivalente ao lago Michigan, para ventos de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1}	151
Figura 110 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o prisma equivalente do lago Michigan	151
Figura 111 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Salto Caxias, forçado com vento de 5 ms^{-1}	152
Figura 112 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Salto Caxias, forçado com vento de 10 ms^{-1}	153

Figura 113 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Salto Caxias, forçado com vento de 15 ms^{-1}	154
Figura 114 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Salto Caxias, forçado com vento de 20 ms^{-1}	155
Figura 115 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Jurumirim, forçado com ventos de 5 ms^{-1} a 20 ms^{-1}	156
Figura 116 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Itaipu, forçado com ventos de 5 ms^{-1} e 10 ms^{-1}	157
Figura 117 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Itaipu, forçado com ventos de 15 ms^{-1} e 20 ms^{-1}	158
Figura 118 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o lago Superior, forçado com ventos de 5 ms^{-1} a 20 ms^{-1}	159
Figura 119 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o lago Superior, forçado com ventos de 5 ms^{-1} a 20 ms^{-1} , considerando o efeito das ilhas no modelo ONDACAD.....	160
Figura 120 - Desvio das alturas máximas das ondas em função do <i>fetch</i> máximo e da velocidade do vento.....	162
Figura 121 - Determinação do comprimento do <i>fetch</i> no lago Carlyle.....	164
Figura 122 - Ajuste da equação paramétrica para o lago Carlyle	165
Figura 123 - Alturas de onda observadas e geradas pela equação paramétrica	165
Figura 124 - Correlação entre alturas de onda observadas e geradas pela equação paramétrica	166
Figura 125 - Posição do fundeio do medidor de ondas e correntes no lago Guaíba	167
Figura 126 - Gráficos de velocidade e direção de proveniência dos ventos monitorados no aeroporto Salgado Filho entre os dias 3 e 5 de julho de 2005	168
Figura 127 - Distribuição do <i>fetch</i> para o lago Guaíba para ventos E, NE, N e NW	169
Figura 128 - Distribuição do <i>fetch</i> para o lago Guaíba para ventos W, SW, S e SE.....	170
Figura 129 - Variação do <i>fetch</i> em função da direção do vento na posição do ondógrafo do lago Guaíba	171
Figura 130 - Ajuste da equação paramétrica aos dados do lago Guaíba.....	172
Figura 131 - Localização das bóias para medição de ondas no lago Ontário	173
Figura 132 - Ajuste da equação paramétrica aos dados do lago Ontário	174
Figura 133 - Comparação das equações paramétricas para vento de 5 ms^{-1}	175
Figura 134 - Comparação das equações paramétricas para vento de 5 ms^{-1} , com <i>fetch</i> adimensional limitado a 40000.....	176
Figura 135 - Comparação das equações paramétricas para vento de 10 ms^{-1}	176
Figura 136 - Comparação das equações paramétricas para vento de 15 ms^{-1}	177
Figura 137 - Comparação das equações paramétricas para vento de 20 ms^{-1}	177

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Efeito do vento e das ondas sobre a segurança da navegação e sobre a eficiência do transporte	4
Tabela 2 - Distribuição por estados brasileiros dos espelhos d'água com mais de 20 hectares.....	15
Tabela 3 - Avaliação dos impactos das ondas geradas pelo vento nas aplicações em recursos hídricos	16
Tabela 4 - Resolução angular e quantidade de direções secundárias para ângulos inferiores 45°	32
Tabela 5 - Fração de energia transferida pelo vento para gerar ondas.....	33
Tabela 6 - Matriz de comparação entre os resultados absolutos obtidos pelos três diferentes métodos	37
Tabela 7 - Razão entre os valores máximos do <i>fetch</i> e altura de ondas	40
Tabela 8 - Aplicação do método do lado do quadrado equivalente ao reservatório de San Roque e ao lago Saint Claire.....	41
Tabela 9 - Aplicação do método do lado do quadrado equivalente aos reservatórios de Salto Caxias e Jurumirim.....	42
Tabela 10 - Aplicação do método do raio equivalente aos reservatórios de Itaipu e Texoma	43
Tabela 11 - Aplicação do método do raio equivalente à Lagoa dos Patos e ao reservatório Molinos	43
Tabela 12 - Aplicação do método pela razão entre a área e o perímetro aplicado ao lago Saint Claire	44
Tabela 13 - Aplicação do método aos reservatórios de Porto Primavera e Vossoroca	45
Tabela 14 - Dados geométricos de 1088 mapas de distribuição do <i>fetch</i>	49
Tabela 15 - Escala Beaufort de velocidades do vento e ondas	54
Tabela 16 - Relação dos corpos de água modelados.....	77
Tabela 17 - Coeficientes da relação entre onda e <i>fetch</i> normalizados	114
Tabela 18 - Limites das variáveis para visualização dos pontos com valores menores do que 5% das amplitudes máximas de <i>fetch</i> e de amplitude de onda.....	126
Tabela 19 - Relação entre velocidade do vento e comprimentos de divergência para os prismas equivalentes aos reservatórios de Vossoroca e Molinos	139
Tabela 20 - Relações entre comprimentos de divergência e <i>fetch</i> para os reservatórios de Vossoroca e Molinos.....	140
Tabela 21 - Coeficientes do ajuste exponencial entre altura de onda e <i>fetch</i> adimensionais	146
Tabela 22 - Corpos d'água modelados na etapa de validação	147
Tabela 23 - Alturas máximas de onda (m).....	161
Tabela 24 - Desvios percentuais máximos entre os modelos SWAN e ONDACAD	161
Tabela 25 - Dados de vento e ondas no lago Carlyle.....	164
Tabela 26 - Dados de vento utilizados para validação do modelo SWAN	167
Tabela 27 - Dados de vento correspondentes aos períodos para os quais existem dados simultâneos de amplitude de onda observada e simulada.....	168
Tabela 28 - Extensão do <i>fetch</i> no local do ondógrafo para ventos vindos das oito direções principais.....	170
Tabela 29 - Dados simultâneos de vento, onda e <i>fetch</i> no lago Guaíba.....	171
Tabela 30 - Características físicas do lago Ontário	172
Tabela 31 - Coordenadas do ondógrafo da Estação 2.....	173
Tabela 32 - Dados simultâneos de vento e onda no lago Ontário para a Estação 2	173
Tabela 33 - Dados observados e relações adimensionais de ondas e <i>fetch</i> para a Estação 2	174

LISTA DE SIGLAS

CEM	Referência à publicação norteamericana <i>Coastal Engineering Manual</i>
EUA	Estados Unidos da América
FO	<i>Fetch</i> oceânico
GD	Acrônimo referente às iniciais dos sobrenomes dos idealizadores do método (Groën e Dorrestein)
GEOSAT	Acrônimo em inglês para <i>Geodetic Satellite</i>
JONSWAP	Acrônimo em inglês para <i>Joint North Sea Wave Project</i>
LISP	Acrônimo em inglês para <i>List Processing</i>
MS	Método de Saville
MSM	Método de Saville Modificado
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PNJ	Método nominado em referência aos seus idealizadores, os pesquisadores Willard J. Pierson Jr, Gerhard Neumann e Richard W. James
SGM	Acrônimo referente às iniciais dos sobrenomes dos idealizadores do método (Stevenson, Gailard e Molitor)
SMB	Acrônimo referente às iniciais dos sobrenomes dos idealizadores do método (Sverdrup, Mun e Bretschneider)
SPM	Referência à publicação norteamericana <i>Shore Protection Manual</i>
SWAN	Acrônimo em inglês para <i>Simulating Waves Nearshore</i>
UHE	Usina Hidrelétrica

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Amplitude da onda
C	Celeridade ou velocidade de propagação da onda
C_0	Celeridade da onda em águas profundas
C_D	Coeficiente de arraste devido ao vento
C_g	Celeridade do grupo de ondas
C_p	Velocidade de fase da frequência de pico do espectro de ondas
d	Profundidade
E	Energia total da onda por metro de largura
$E(f)$	Espectro de potência do registro de altura de ondas
E^*	Energia adimensional da onda
E_p	Energia potencial da onda por metro de largura
f	Frequência da onda
F	Comprimento do <i>fetch</i>
F^*	<i>Fetch</i> adimensional
F_e	Comprimento do <i>fetch</i> efetivo
F_{max}	Comprimento do <i>fetch</i> máximo
F_o	Comprimento do <i>fetch</i> pelo método oceânico
f_p	Frequência de pico do espectro de energia
f_p^*	Frequência de pico adimensional do espectro de energia
F_s	Comprimento do <i>fetch</i> pelo método de Saville
g	Aceleração da gravidade
$G(H_s)$	Probabilidade da altura da onda ser inferior à altura significativa
\overline{H}	Altura média da onda
H	Altura da onda
H^*	Altura da onda adimensional
$H_{1/3}$	Altura significativa da onda
H_c	Altura característica da onda
H_{max}	Altura máxima atingida pela onda
H_v	Altura da onda obtida visualmente
i	Indexador do somatório
j	Indexador do somatório

K	Constante de Von Kármán
k	Número de onda
k_0	Número de onda em águas profundas
L	Comprimento da onda
L_0	Comprimento da onda em águas profundas
L_1	Maior comprimento livre no corpo de água
L_2	Maior comprimento livre perpendicular a L_1
$max(v)$	Máxima velocidade média mensal do vento
N	Densidade de ação da onda
n	Número de registros de onda
$P(k,f)$	Espectro de turbulência induzido pela onda
R_L	Fator de correção da velocidade do vento devido à localização
R_T	Coeficiente de instabilidade por efeito da temperatura
R_U	Coeficiente de correção devido à variabilidade da duração do vento
$S(f)$	Variância obtida do registro de altura de ondas
S_{ds}	Perdas dissipativas de energia pela onda
S_{in}	Incorporação de energia pela onda devido ao vento
S_{nl}	Deslocamentos de energia no interior do espectro pelas interações entre ondas
t	Duração do vento
T	Período da onda
t^*	Duração adimensional do vento
T^*	Período adimensional da onda
$T_{1/3}$	Período significativo da onda
$tanh$	Função tangente hiperbólica
T_{ar}	Temperatura do ar
T_c	Período característico da onda
t_{min}	Duração mínima do vento para atingir-se a condição de campo de ondas limitado pelo <i>fetch</i>
T_{solo}	Temperatura do solo
U	Intensidade do vento
u^*	Velocidade de atrito
U_{10}	Velocidade do vento a 10 metros de altura
U_3	Velocidade do vento relacionada à duração de três segundos

U_{3600}	Velocidade do vento relacionada à duração de uma hora (3600 s)
U_5	Velocidade do vento a 5m de altura
U_L	Velocidade do vento sobre o solo
U_w	Velocidade do vento sobre a água
U_z	Velocidade do vento a uma altura “z”
W	Largura da área afetada pelo vento
x	Comprimento projetado na direção de propagação da onda
y	Comprimento na projeção perpendicular à direção de propagação da onda
z	Comprimento na projeção vertical
z_o	Altura de rugosidade da superfície
β_s	Parâmetro de escala do modelo estatístico de Thom
γ_v	Parâmetro de distribuição dos ventos extremos
ΔT	Variação da temperatura
η	Relação entre os comprimentos L_1 e L_2
$\eta(x,t)$	Posição da superfície livre no espaço e no tempo
θ	Direção da onda
λ	Comprimento da onda
μ	Coefficiente de acoplamento
ρ	Massa específica
ρ_a	Massa específica do ar
ρ_w	Massa específica da água
τ	Tensão gerada pelo vento
τ_0	Tensão tangencial provocada pelo vento
φ	Amplitude máxima entre as linhas auxiliares pelo método de Saville
ψ	Direção do vento
ω	Frequência angular

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1	Justificativa.....	3
1.1.1	Transporte de sedimentos e erodibilidade de margens.....	3
1.1.2	Segurança de barragens.....	3
1.1.3	Transporte aquaviário.....	4
1.1.4	Fazendas aquícolas.....	5
1.1.5	Emissão de gases de efeito estufa em reservatórios.....	5
1.1.6	Operação hidráulica de reservatórios.....	5
1.1.7	Estudos de ecossistemas aquáticos continentais.....	6
1.2	Objetivos.....	7
1.3	Método.....	8
1.4	Hipóteses assumidas.....	10
1.5	Inovações da tese.....	11
1.5.1	Inovação científica.....	11
1.5.2	Inovação tecnológica.....	12
1.6	Organização.....	13
2	ASPECTOS CONCEITUAIS DE ONDAS EM ÁGUAS CONTINENTAIS.....	15
2.1	Distribuição geográfica de lagos e reservatórios.....	15
2.2	Ondas geradas pelo vento.....	16
2.2.1	Retrospecto histórico.....	17
2.2.2	Observações visuais da onda e altura significativa.....	17
2.2.3	Relações fundamentais das ondas.....	19
2.2.4	Energia das ondas.....	21
2.2.5	Influência da profundidade.....	23
2.2.6	Espectro de ondas.....	23
2.2.7	Geração, crescimento e dissipação de ondas.....	24
2.2.7.1	<i>Transferência de energia pelo vento.....</i>	24
2.2.7.2	<i>Refração, reflexão e difração de ondas.....</i>	27
2.3	Fetch.....	28
2.3.1	Abordagem do <i>fetch</i> na literatura.....	28
2.3.2	Considerações sobre indefinição de método para determinação do <i>fetch</i>	34
2.3.3	Sensibilidade do método de Saville.....	36
2.3.4	Comparação entre métodos.....	37
2.3.5	Método rápido para determinação do <i>fetch</i> efetivo máximo.....	41
2.3.5.1	<i>Raiz quadrada da superfície.....</i>	41
2.3.5.2	<i>Método do raio equivalente.....</i>	43
2.3.5.3	<i>Razão entre área e perímetro.....</i>	44
2.3.5.4	<i>Conceito do método Rápido.....</i>	45
2.3.6	Comparação entre métodos de <i>fetch</i> : uma abordagem geral.....	51
2.4	Modelos de previsão de ondas.....	53
2.4.1	Modelo empírico de Beaufort.....	54
2.4.2	Modelos de altura máxima das Ondas.....	55
2.4.3	Modelos de altura significativa de ondas.....	56
2.4.3.1	<i>Método SMB.....</i>	56
2.4.3.2	<i>Método de Saville.....</i>	58
2.4.3.3	<i>Método de Wilson.....</i>	58
2.4.3.4	<i>Método de Falvey.....</i>	60
2.4.3.5	<i>Método PNJ.....</i>	60

2.4.3.6	<i>Método GD</i>	60
2.4.3.7	<i>Método Donelan</i>	62
2.4.3.8	<i>Método JONSWAP</i>	63
2.4.4	Modelos espectrais.....	64
2.4.5	Modelos estatísticos.....	64
2.4.6	Modelos numéricos.....	65
2.5	Ventos para a previsão de ondas.....	68
2.5.1	Conceitos fundamentais sobre o vento.....	68
2.5.2	Estrutura geral da atmosfera.....	69
2.5.3	Correção do vento.....	70
2.5.3.1	<i>Correção do vento com a elevação</i>	70
2.5.3.2	<i>Correção do vento com a localização</i>	72
2.5.3.3	<i>Correção devido à instabilidade</i>	73
2.5.3.4	<i>Correção do vento com a duração</i>	73
2.5.4	Duração do vento e ondas.....	75
3	MATERIAIS.....	77
3.1	Áreas de estudo.....	77
3.2	Geoprocessamento das margens.....	78
3.3	Linguagem de programação LISP.....	79
4	MODELOS DE SIMULAÇÃO COMPUTACIONAL.....	81
4.1	Modelo numérico SWAN.....	81
4.1.1	Equação do balanço de ação.....	82
4.1.2	Geração de ondas pelo vento.....	84
4.1.3	Validação do modelo numérico SWAN.....	85
4.2	Modelo INTERPLOT.....	86
4.3	Modelo ONDACAD.....	90
4.3.1	Balanço de energia.....	91
4.3.1.1	<i>Termo advectivo</i>	92
4.3.1.2	<i>Termos fonte</i>	93
4.3.2	Equação paramétrica.....	93
4.3.2.1	<i>Determinação dos coeficientes α e β</i>	94
4.3.2.2	<i>Estrutura computacional</i>	100
4.4	Sistema HIDRONDA.....	103
4.4.1	Núcleo numérico.....	107
4.4.2	Núcleo de gerenciamento de dados.....	108
4.4.3	Desempenho e características técnicas.....	110
5	ANÁLISE DOS RESULTADOS.....	111
5.1	Comparação dos modelos ONDACAD e SWAN.....	111
5.1.1	Equação paramétrica de coeficientes variáveis.....	111
5.1.2	Validação do método de determinação do campo de <i>fetch</i>	113
5.1.2.1	<i>Análise qualitativa dos campos normalizados de ondas</i>	115
5.1.2.2	<i>Análise quantitativa dos erros entre os campos de onda normalizados</i>	116
5.1.3	Análise da hipótese de águas profundas.....	117
5.1.4	Análise bidimensional de altura de ondas e <i>fetch</i>	123
5.1.5	Localização dos pontos inconsistentes.....	126
5.1.6	Método dos Prismas Equivalentes.....	131
5.1.7	<i>Fetch</i> e campo de ondas dos prismas equivalentes.....	133
5.1.8	Determinação da equação paramétrica.....	141
5.1.9	Validação do modelo.....	147
5.1.9.1	<i>Validação para os prismas equivalentes</i>	147
5.1.9.2	<i>Validação para os corpos d'água dendríticos</i>	152
5.1.9.3	<i>Comparação das alturas máximas de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD</i>	

5.2	Análise das equações paramétricas.....	162
5.2.1	Ajuste das equações paramétricas aos dados publicados dos lagos Carlyle, Guaíba e Ontário	163
5.2.1.1	<i>Lago Carlyle (Illinois, EUA)</i>	163
5.2.1.2	<i>Lago Guaíba (Rio Grande do Sul)</i>	166
5.2.1.3	<i>Lago Ontário (EUA e Canadá)</i>	172
5.2.2	Comparação entre equações paramétricas.....	175
6	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	179

“Pequenas oportunidades podem ser o início de grandes empreendimentos”. (Demóstenes)

1 INTRODUÇÃO

As ondas em águas continentais de grande espelho d’água, objeto deste estudo, são fenômenos naturais de grande variabilidade espacial, resultantes da transferência de energia devido ao vento. É necessário que sejam compreendidas como um meio de transporte de energia e, portanto, como o principal elemento natural modificador do ambiente.

A liberação dessa energia pela ação dessas ondas influencia de forma direta a hidrodinâmica local, o transporte de sedimentos e a morfologia das margens. As ações das ondas não se restringem às perturbações da superfície livre, mas podem se propagar até o fundo do corpo d’água, gerando tensões devido ao atrito, alterando as condições de estratificação, impactando o transporte de líquidos e gases na coluna de água, e podendo afetar o transporte de sedimentos através da ressuspensão do material sólido do fundo.

As ondas geradas pelo vento são caracterizadas por parâmetros como o período, frequência, celeridade, comprimento e altura, sendo esta última de maior interesse para as aplicações de engenharia.

Os estudos dessas ondas ganharam grande impulso durante a Segunda Guerra Mundial, porque a previsão das ondas era estratégica para a logística do desembarque de tropas nas áreas costeiras. Essa necessidade deu origem ao desenvolvimento de modelos paramétricos, os quais permitem a determinação da altura da onda resultante com base em uma equação constituída por parâmetros como o vento (duração, direção e intensidade), a profundidade e a superfície em contato com o vento (*fetch*).

A partir da década de 1980, com a disseminação no uso de computadores, houve grande desenvolvimento na modelagem dos processos físicos das ondas geradas pelo vento, em detrimento do aperfeiçoamento dos modelos paramétricos. Essa afirmação é comprovada pela constatação da grande quantidade de publicações que trataram de equações paramétricas até a década de 1980, em contraste com a relativamente reduzida quantidade de publicações nas últimas décadas, mesmo com a quantidade de publicações sobre o tema, em geral, aumentando a cada ano.

Apesar do indiscutível aumento de precisão atingido pelos modelos numéricos de base física, os modelos paramétricos continuam sendo amplamente empregados, principalmente, pela impossibilidade, técnica ou financeira, de utilização de modelos numéricos.

Esse fato deve-se a duas características altamente desejáveis em qualquer método de

estimativa presente nos modelos paramétricos: a estruturação por um número reduzido de variáveis e o fornecimento de resultados de forma rápida.

Apesar do aumento de robustez que torna os modelos numéricos de base física mais lentos, requerendo maiores recursos computacionais para assimilação de dados e processamento, a predominância das atenções voltadas ao desenvolvimento desses modelos deve-se, principalmente, à possibilidade de obtenção de resultados bidimensionais confiáveis, automatizados e em tempo real.

A modelagem numérica dos processos físicos simula a transferência de energia na interface da atmosfera com a água e o impacto dos fenômenos dissipativos na amplitude das ondas. No desenvolvimento da modelagem numérica se avançou para a simulação das ondas decorrentes de campos de ventos variáveis no espaço e no tempo, além da inclusão da variabilidade dos campos de pressão e da profundidade da área de interesse. Também houve avanços no desenvolvimento da modelagem das ondas influenciadas pelas marés e pelas forças de *Coriolis* devido à rotação planetária, e dos mecanismos de interação onda-onda.

Um exemplo bem sucedido de aplicação da modelagem numérica de ondas em corpos d'água interiores ocorre nos Grandes Lagos, entre os Estados Unidos da América (EUA) e o Canadá, operados pelo *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), uma agência científica governamental norte-americana. O extenso conjunto de publicações técnico-científicas comprova a alta qualidade dos resultados obtidos. Porém, os elevados montantes de recursos financeiros e o alto grau de especialização dos recursos humanos inibem a extensão desse modelo de aplicação para outras regiões que não dispõem de tais recursos.

O contexto das restrições financeiras e de especialização de recursos humanos predomina de forma global, embora as atividades usuárias dessas informações sejam de grande importância para a sociedade, tais como o transporte hidroviário, segurança de barragens, aquicultura, entre outras. Portanto, várias regiões e países poderiam se beneficiar da concepção de um sistema de modelagem do campo de ondas geradas pelo vento que fosse confiável, de baixo custo, automatizado e demandasse dados de entrada divulgados de forma aberta. Essa visão de concepção de um sistema de simulação de aplicação com abrangência global e parcimoniosa em recursos, motivou o desenvolvimento de um modelo paramétrico bidimensional como uma alternativa de solução.

1.1 JUSTIFICATIVA

As informações de altura de onda constituem dados de entrada para várias aplicações em áreas do conhecimento como Engenharia, Ciências da Terra, Ciências Costeiras e Ecologia. Essas informações são comumente obtidas por métodos simplificados, muito dependentes da subjetividade do analista.

É de utilidade a essas áreas do conhecimento a concepção de modelos computacionais que possuam características de processamento rápido e da demanda de uma quantidade reduzida de variáveis. Faz-se necessário, portanto, repensar a modelagem de altura de ondas sem perder o rigor científico na formulação.

A concepção de um modelo que integre um sistema automatizado beneficiaria diretamente as aplicações que usam a altura de ondas como informação fundamental. As principais aplicações são descritas individualmente nas subseções seguintes.

1.1.1 Transporte de sedimentos e erodibilidade de margens

A ação das ondas geradas pelo vento normalmente constitui-se no fator agressivo mais importante na promoção da erodibilidade de margens em lagos e reservatórios de barragens (Fernandez, 1990). Os danos são agravados por oscilações do nível de água (Fendrich, 1988). Por exemplo, no monitoramento das encostas marginais do Reservatório da UHE Sérgio Motta (Porto Primavera), o principal fator de instabilização de taludes é o processo erosivo decorrente da ação de ondas geradas pelo vento, as quais impactam os taludes com grande energia (Solera, 2010).

1.1.2 Segurança de barragens

No que se refere ao estudo de ondas em reservatórios, os primeiros estudos e recomendações surgiram com o objetivo de se padronizar as atividades referentes a projetos de barramento de rios, na definição do bordo livre e no dimensionamento das proteções dos taludes das barragens de terra. Buggeln & Judge (2007), em seu estudo de determinação de borda livre de barragens para a Associação Canadense de Barragens (CDA), ressaltam a importância da determinação de altura de onda com vistas ao projeto seguro de bordo livre.

Essa ação deve ser prevista visando a proteção pelo dimensionamento adequado (*American Society of Civil Engineers*, 1948). Os custos dessas proteções variam de 10 a 30% do custo da barragem para grandes obras e pode atingir 50% para pequenas obras (Shepard, 1970).

1.1.3 Transporte aquaviário

Vento e ondas afetam as condições de navegabilidade em reservatórios (Fendrich, 1993; Padovezi, 2003). As ondas aumentam a resistência ao avanço e os esforços nas amarras dos comboios, podendo colocar em risco a segurança da navegação. A ocorrência de ventos severos pode agravar as perdas de controle da embarcação, aumentando os riscos de ocorrência de acidentes. Os efeitos do vento e das ondas e suas possíveis soluções são mostrados na Tabela 1.

Tabela 1 - Efeito do vento e das ondas sobre a segurança da navegação e sobre a eficiência do transporte

Fenômeno presente na hidrovia	Efeitos sobre a segurança da navegação	Efeitos sobre a eficiência do transporte	Possíveis soluções
Vento	<ul style="list-style-type: none"> • Necessidade de bons sistemas de propulsão e manobra 	<ul style="list-style-type: none"> • Maior consumo de combustíveis • Acréscimo de tempo de viagem 	<ul style="list-style-type: none"> • Sistemas auxiliares de manobras • Sistemas de navegação • Sistema de informação sobre condições ambientais
Ondas	<ul style="list-style-type: none"> • Movimentos excessivos • Risco de ruptura de amarras • instabilidades 	<ul style="list-style-type: none"> • Aumento da resistência ao avanço • Maior consumo de combustíveis. 	<ul style="list-style-type: none"> • Reforço em amarras • Sistema de informação sobre condições ambientais

Fonte: Padovezi, 2003

Por exemplo, na hidrovia Tietê-Paraná, a ação de ondas e do vento sobre embarcações tem levado a acidentes como colisões, desprendimento de chatas, deriva, emborcamento, encalhe e queda na água de tripulante ou passageiro. Foram 101 acidentes entre 1995 e 1998 com 5 feridos graves e 13 vítimas fatais (Padovezi, 2003). A relação prejudicial entre campo de ondas e transporte hidroviário é intensificada quando o lago faz parte de rotas comerciais de navegação, influenciando fatores econômicos relacionados ao valor da carga transportada e

fatores de ordem operacional, como o consumo excedente de combustível pelas embarcações, ocasionado pelo desconhecimento da rota com menor altura de ondas (Ferreira, 2000).

1.1.4 Fazendas aquícolas

A seleção do local das fazendas aquícolas, bem como a distribuição das estruturas de cultivo, sofrem influência de fatores como a qualidade da água, a direção dos ventos, a ocorrência de ondas, correntezas e a profundidade (Beveridge, 2004). Esses parâmetros são de difícil obtenção e, caso não existam, toma-se como base informações passadas por moradores locais (Coelho *et al.*, 2007a; Coelho *et al.*, 2007b). Ainda de acordo com o autor, a instalação e o posicionamento dos tanques-rede devem ser definidos por dois fatores principais: acesso aos tanques, para facilitar o manejo e as atividades diárias, e manutenção da qualidade da água afetada pela circulação hidrodinâmica e pelo fenômeno das ondas.

1.1.5 Emissão de gases de efeito estufa em reservatórios

A amplitude das ondas depende diretamente do *fetch*, implicando na transferência de quantidade de movimento do ar para água. Essa transferência de quantidade de movimento induz à formação de correntes e turbulência no epilímnio, a camada superficial do lago/reservatório. Desta forma, o vento constitui-se no principal forçante nos processos de mistura que ocorrem na camada superficial desses corpos de água.

Outra questão importante relacionada aos ventos é a transferência de gases na interface água-ar. O processo de transferência é controlado pela diferença de concentração do ambiente e da água e cuja taxa é fortemente correlacionada com a velocidade do vento, a qual controla o processo de transferência na subcamada aquática (Mannich, 2013). A ocorrência de ondas também altera a rugosidade da superfície da água, alterando a transferência de quantidade de movimento, interferindo no processo de transferência na camada aquática superior. Uma relação entre esses fatores pode colaborar para a quantificação de gases de efeito estufa emitida por reservatórios (Mannich, 2013).

1.1.6 Operação hidráulica de reservatórios

Em sistemas hidráulicos tanto a programação energética quanto o controle de cheias

dependem do monitoramento e histórico das vazões afluentes, cuja estimativa é obtida através do seu balanço hídrico, ou seja, corresponde à diferença entre a variação do volume armazenado e as vazões turbinadas e vertidas. As variações do volume são estimadas com base nas diferenças dos níveis de água no reservatório durante o intervalo de interesse e na curva cota-volume. As maiores incertezas no balanço hídrico estão associadas ao monitoramento dos níveis do reservatório, porque a superfície livre não é horizontal e estática. Um reservatório real é permanentemente perturbado pela precipitação direta, pelas marés de vento (seiches), por ondas devido a variações das vazões e, de modo mais frequente, pela propagação de ondas provocadas pelo vento. Erros nesse processo influenciam tanto o cálculo das afluências por balanço hídrico quanto a determinação das defluências resultantes dos processos de aplicação de regras operativas em sistemas de suporte de decisões (Buba e Araújo, 2011). Portanto, a quantificação da amplitude da onda no local do sensor de nível pode auxiliar na determinação mais precisa do volume do reservatório, melhorando a confiabilidade das operações hidráulicas.

1.1.7 Estudos de ecossistemas aquáticos continentais

Existe uma grande quantidade de estudos que carece de informações sobre o campo de ondas, mesmo com diversos modelos numéricos disponíveis no mercado. Na área de ciências biológicas, especificamente nos estudos envolvendo ecossistemas aquáticos, as macrófitas absorvem o impacto das ondas, reduzindo o processo erosivo nas margens e, conseqüentemente, a turbidez, que afeta a produtividade do corpo d'água e a viabilidade dos ovos de peixes (Thomaz, 2003). A dificuldade em se determinar padrão das ondas inibe uma análise integrada visando relacionar a influência da ação dessas no ecossistema. A profundidade, por exemplo, impõe limites ao crescimento das plantas enraizadas, ao passo que as flutuantes ficam sujeitas ao vento e às ondas em áreas abertas, sendo a previsão do seu deslocamento na superfície do reservatório dificultada por constituir-se em estudos que exigem equipes multidisciplinares (Little, 1966). O *fetch* reflete o efeito potencial de ondas sobre as margens e as ondas, reconhecidamente, representam um fator estressante para a colonização e crescimento da vegetação (Doyle, 2001). Em estudo no reservatório de Itaipu foi verificado que o aumento do *fetch* afeta negativamente a riqueza dos bancos de macrófitas (Souza, 2000). Bancos com riqueza superior a sete espécies somente são encontrados quando os valores de *fetch* pelo método oceânico são inferiores a 8 km. Por outro lado, locais com

valores de *fetch* superiores a 15 km apresentam valores de riqueza sempre inferiores a três espécies.

De acordo com Duarte e Kalff (1990), *apud* Pierini (2005), a variabilidade espacial dos atributos populacionais de macrófitas aquáticas é controlada dentro de cada um dos ecossistemas e em pequenas escalas espaciais, pelas características locais. A declividade das margens (Riis e Hawes, 2003), o *fetch* (Bailey, 1988; Rea *et al.*, 1998; Thomaz *et al.*, 2003; Van den Berg *et al.*, 2003) e as características químicas do sedimento (Weisner *et al.*, 1997; Baattrup-Pedersen e Riis, 1999; Van den Berg *et al.*, 2003) têm sido considerados importantes fatores locais que exercem forte influência sobre a distribuição e a composição das assembleias de macrófitas aquáticas (Pierini, 2005). Entretanto, a maioria dos estudos consultados atribui pouca ênfase a uma combinação de fatores morfométricos e de fatores físicos e químicos da água e sedimento para explicar a variabilidade espacial dos atributos da população e das assembleias de macrófitas aquáticas. No estudo da influência do *fetch* sobre a estrutura das assembleias de macrófitas aquáticas no reservatório de Rosana, estado de São Paulo, foi constatado que a diversidade de macrófitas tende a ser maior em condições intermediárias de exposição às ondas e que a riqueza tende a diminuir com o aumento do *fetch* (Pierini, 2005); conclui-se ainda que a equitabilidade tende a ser maior em condições mais expostas à ação das ondas e que os efeitos do *fetch* devem impedir o domínio de uma ou poucas espécies de macrófitas aquáticas.

A comprovação da viabilidade da aplicação de uma equação paramétrica para estimativa do campo de ondas pode subsidiar as aplicações para a aquicultura como um instrumento útil e ágil, à disposição dos biólogos.

1.2 OBJETIVOS

O presente trabalho visa demonstrar que em águas continentais de grande superfície, o campo de ondas gerado por ventos persistentes pode ser simulado utilizando exclusivamente a intensidade do vento atuante e a geometria do corpo de água, representada pelo *fetch*.

A concretização deste objetivo amplo é condicionada pelo tratamento de diversos temas, estruturados como objetivos específicos.

Com relação ao *fetch*, esse foi definido com um conceito bidimensional, possibilitando a aplicação de modelos paramétricos em duas dimensões. Sob esse conceito, será feita uma revisão crítica sobre as implicações da aplicação dos métodos oceânicos em águas interiores e

análise de aspectos como a variação de resolução e comparação entre métodos no espaço bidimensional.

Com relação ao campo de vento, serão discutidos aspectos referentes aos métodos de ajuste de dados e métodos de determinação da intensidade e duração do vento relacionado a períodos de retorno.

Outro importante aspecto refere-se à obtenção de uma equação paramétrica geral, a qual será obtida, de modo original, com base em uma abordagem bidimensional. A obtenção dessa equação será acompanhada da discussão sobre aspectos relacionados à influência da topologia, do formato das margens, da profundidade e da magnitude dos corpos d'água. A equação paramétrica determinada será comparada com outras equações difundidas no meio técnico e as equações obtidas por dados disponíveis em trabalhos publicados de modo a discutir aspectos referentes às hipóteses assumidas.

Grande parte das contribuições desta Tese será materializada e tornada operacional por meio do Sistema HIDRONDA.

1.3 MÉTODO

O desenvolvimento de um modelo paramétrico e bidimensional, como proposto, demanda informações que representam todo o domínio do campo de ondas. As imagens de satélite ainda não atingiram o grau e precisão suficiente e a distribuição de uma rede de ondógrafos torna os custos proibitivos. Deste modo, decidiu-se pela geração do campo de ondas com o uso do modelo SWAN, um moderno e consolidado modelo numérico de base física. Ao se adotar esse modelo, assumiu-se que os resultados por ele simulados representam fielmente o fenômeno analisado.

Como são consideradas ondas geradas em águas continentais e, portanto, sob influência das margens, adotou-se a condição de campo de ondas limitado pelo *fetch* na obtenção da equação paramétrica bidimensional. A adoção dessa condição é fundamental na utilização do modelo numérico. Deste modo, com base em um campo de vento uniforme e em um campo de *fetch*, é possível a determinação de um campo de ondas.

O campo de *fetch* é um conceito estabelecido com base em um aplicativo computacional denominado ONDACAD, o qual discretiza a superfície do corpo de água pela inserção de uma malha quadrangular, aplicando métodos apresentados na literatura em cada nó. Um nó, ao ser utilizado, recebe um pixel em formato circular de diâmetro igual à

resolução da malha, o qual recebe uma cor de acordo com uma escala cromática.

A decisão quanto ao método de *fetch* adotado foi precedida por uma análise de sensibilidade e de comparações entre métodos amplamente utilizados na literatura.

Considerando a importância do vento, foram discutidos aspectos referentes aos métodos de ajuste de dados e métodos de determinação da intensidade e duração do vento relacionado a períodos de retorno. Quanto à obtenção do campo de vento variável, foi concebido o modelo INTERPLOT. Sua aplicação é baseada no uso de técnicas de interpolação e constitui-se em um módulo computacional compatível com o modelo ONDACAD.

Para a obtenção da equação paramétrica foi adotada a técnica baseada no ajuste de pontos a um diagrama adimensional de *fetch* contra a altura da onda. A constatação da grande variabilidade entre as curvas geradas pelos métodos da literatura motivou reflexões que permitiram assumir que as curvas assumem posições distintas no diagrama adimensional em função da intensidade do vento.

Quanto à topologia, a adoção de uma equação do tipo potência foi motivada por três fatores: (1) trata-se de uma topologia comumente adotada pelos métodos na literatura, facilitando comparações; (2) é permitida a inserção nos coeficientes, mesmo que de forma implícita, da influência do fator de escala espacial na altura resultante da onda; e (3) pela hipótese assumida de coeficientes variáveis com a intensidade do vento, uma equação do tipo potência facilitará o agrupamento dos coeficientes em uma equação unificada.

Como se pretende conceber uma equação paramétrica geral é necessário resolver eventuais interferências relativas às dimensões do corpo de água. Para isso seriam modelados quatro corpos de água dendríticos de diferentes dimensões, de modo a se obter a equação paramétrica bidimensional como a curva resultante. No entanto, aspectos de forma, como a dendriticidade e a irregularidade dos corpos de água, passaram a interferir fortemente no diagrama adimensional. Essas influências de forma foram minimizadas, conservando-se as escalas de comprimento envolvidas, por meio da concepção do “Método dos Prismas Equivalentes”. Pelo método, ao invés de modelar o reservatório de formato original, decidiu-se modelar um retângulo de dimensões tais que, caso ambos fossem modelados, seriam verificadas as ocorrências de fenômenos de mesma magnitude.

As dimensões desse retângulo são determinadas com base no método para a determinação do *fetch* máximo, denominado método Rápido.

Após a obtenção da equação paramétrica generalista, o processo de validação consistiu

na modelagem, tanto pelo modelo SWAN quanto pelo modelo ONDACAD, de quatro corpos de água em formato original (Salto Caxias, Molinos, Itaipu e Lago Superior) e quatro prismas, equivalentes aos Reservatórios de Vossoroca, Molinos, Mangueira e o Lago Michigan.

Pelas características do modelo ONDACAD, foi concebido o sistema HIDRONDA, de previsão de ondas baseado em um modelo paramétrico bidimensional, de processamento rápido e automatizado, e que utiliza como dados de entrada as bases georreferenciadas do contorno de corpos d'água e informação do vento.

Devido ao forte apelo geométrico presente nos questionamentos envolvendo o *fetch*, os objetivos foram atingidos pela concepção de soluções computacionais em linguagem LISP.

1.4 HIPÓTESES ASSUMIDAS

As ações rumo à concretização dos objetivos deste estudo requerem a adoção de várias hipóteses relacionadas ao *fetch*, ao vento e às ondas.

Quanto à influência da profundidade, em águas oceânicas as ondas geradas pela ação do vento, ao se propagarem, não atingem o fundo devido às grandes profundidades envolvidas. No entanto, considerando que, por razões geomorfológicas, os reservatórios tendem a ser mais profundos do que os lagos, principalmente na região mais central e próxima da barragem, e, ainda, por se constituírem na grande maioria dos corpos de água a serem modelados no Brasil, decidiu-se pela adoção de condições de modelagem em águas profundas. A adoção dessa condição atribui, de forma indireta, pouca interferência aos fenômenos de refração, reflexão e difração, os quais se manifestam em regiões de águas rasas. Uma análise da influência do fundo na altura resultante da onda será feita para o reservatório de Itaipu.

Quanto ao estado de crescimento, o campo de ondas assumido foi condicionado pelo *fetch*. No fenômeno de geração da altura da onda (H), para uma determinada velocidade média do vento (U), existe uma duração (t) e um comprimento do *fetch* (F) associados que produzem a altura limite da onda. Quando a duração do vento é menor que aquela necessária ao estabelecimento da onda limite, dispondo ainda de *fetch* para se desenvolver, diz-se que a onda é limitada pela duração. A relação funcional é representada pela seguinte equação:

$$H = f(U,t) \quad [1]$$

Quando a duração do vento é suficiente para o estabelecimento da onda limite, diz-se que a onda é limitada pelo *fetch* (Bretschneider, 1966), ou seja:

$$H = f(U,F) \quad [2]$$

A equação [2] representa a hipótese adotada neste trabalho, qual seja: a de que o campo de ondas é limitado pelo *fetch*. A quase totalidade das equações paramétricas possui em comum o desenvolvimento em ambientes oceânicos e a adoção da hipótese de crescimento das ondas ser limitado pelo *fetch*. Deste modo, por se tratarem de fenômenos gerados em águas continentais, parece razoável admitir que a altura da onda tenda a ser atenuada pela presença das margens e, portanto, limitada pelo *fetch*. Essa hipótese foi levada ao extremo pelo presente trabalho ao se assumir que, mediante a aplicação de uma equação paramétrica, um campo de *fetch* pode ser transformado em um campo de ondas, semelhante ao gerado por um moderno modelo numérico de base física.

O campo de vento uniforme foi adotado visando padronizar as condições de alimentação dos modelos. Portanto, a hipótese de campo de vento uniforme não foi motivada por critérios físicos, mas de padronização de procedimentos. Como a variabilidade da direção e a intensidade do vento aumentam com a distância considerada, a adoção dessa hipótese parece menos adequada, quanto maior for a dimensão do corpo d'água.

É a adoção dessas hipóteses que permitirão a demonstração de que, em águas continentais profundas, a geração de um campo de ondas por um campo uniforme de vento persistente pode ser obtida exclusivamente com base no formato da margem e na intensidade do vento.

1.5 INOVAÇÕES DA TESE

Pelo presente trabalho são apresentadas quatro contribuições científicas e duas contribuições tecnológicas ao prognóstico de altura de ondas em águas continentais. As contribuições foram selecionadas com base no ineditismo e no senso de utilidade. Como o objeto de estudo são as ondas geradas pelo vento e limitadas pelo *fetch*, essas contribuições tratam destes três elementos: onda, vento e *fetch*.

1.5.1 Inovação científica

A primeira contribuição constitui-se na forma de abordagem pela qual o *fetch* passa a ser representado por um campo. Essa abordagem permite uma nova maneira de tratar o fenômeno de ondas geradas pelo vento, especialmente os campos de onda limitados pelo *fetch*.

Uma segunda contribuição diz respeito ao método de Saville (1954), provavelmente o mais difundido método de determinação do *fetch* em águas interiores. Através de uma análise crítica, foi possível obter o comprimento do maior *fetch* pela concepção de um método gráfico denominado Rápido. O comprimento do maior *fetch* para qualquer corpo de água é obtido por uma operação algébrica simples baseada no comprimento determinado pelo traçado de duas linhas sobre uma imagem de satélite ou mapa. Por constituir-se em um comprimento característico, o *fetch* máximo possui grande potencial em tornar-se um parâmetro na classificação entre corpos de água.

Uma terceira contribuição refere-se à concepção do método dos Prismas Equivalentes, o qual é utilizado na substituição da representação de corpos de água de quaisquer dimensões e forma por um prisma em formato retangular regular. Os fenômenos que ocorrem no prisma equivalente (*fetch*, altura de onda, período) são da mesma grandeza dos fenômenos simulados no corpo de água original. Deste modo, na definição de equações paramétricas, se executam as ações de simulação computacional sobre os prismas, eliminando-se os eventuais efeitos devido à dendriticidade e sinuosidade dos corpos de água.

A quarta contribuição consiste na comprovação de que é possível assumir que em corpos de água de grande superfície, respeitando-se as condições assumidas, o campo de ondas pode ser simulado exclusivamente com base na intensidade do vento e no formato do contorno que representa a margem. Essa comprovação foi feita pela determinação de uma equação paramétrica, composta de coeficientes dependentes da intensidade do vento e, portanto, variáveis, ao contrário das equações existentes. Julga-se que essa abordagem contribui para auxiliar na elucidação da divergência de resultados entre essas equações existentes. A qualidade dos resultados obtidos contribuiu para a retomada em utilizar equações paramétricas, reconhecidamente vantajosas pela simplicidade de aplicação. Por depender de poucos parâmetros, a utilização da equação paramétrica mostra-se oportuna, inclusive na utilização por modelos numéricos de base física como, por exemplo, na geração de condições de contorno.

1.5.2 Inovação tecnológica

Uma das inovações tecnológicas promovidas refere-se à abordagem de programação, a qual permitiu que a linguagem computacional LISP, de forte apelo geométrico, se comportasse como um modelo numérico, respondendo a procedimentos pouco convencionais

a essa linguagem, como nas ações condicionadas a uma estrutura de malha bidimensional.

Outra contribuição refere-se à concepção e operacionalização do sistema HIDRONDA, composto pelos modelos ONDACAD e INTERPLOT, constituindo um sistema de simulação automatizada de altura de ondas para um grande conjunto de corpos de água espalhados pela superfície da Terra, dependente exclusivamente da intensidade e direção do vento como variáveis dinâmicas. A concepção do sistema HIDRONDA em torno de um modelo paramétrico permitiu a simulação horária de um grande número de corpos de água, revelando o seu grande potencial na simulação automatizada de fenômenos gerados pelo vento em tempo real, com resultados publicados na WEB.

1.6 ORGANIZAÇÃO

A estrutura deste Trabalho é composta por seis capítulos. No capítulo dois descreve-se o estágio atual do conhecimento dos três elementos fundamentais aqui tratados: as ondas, o vento e o *fetch*. Ao tratar-se das ondas, além dos aspectos conceituais relacionados ao fenômeno, foram reunidas informações sobre os modelos de previsão de altura de ondas existentes. O tratamento sobre o *fetch* consistiu em uma descrição de métodos existentes acompanhada de uma discussão crítica ampla. Considerando a importância que o *fetch* assume por este trabalho, ao admiti-lo como elemento limitante do crescimento da onda, e pelo aspecto bidimensional que assumiu, foi necessário que as discussões fossem fortemente amparadas por processos de comparação e análise de sensibilidade dos métodos mais difundidos. As discussões levaram à concepção do método Rápido, apresentado no capítulo 2. Quanto ao vento, os aspectos conceituais foram acompanhados do levantamento de rotinas práticas aplicadas para interpolação dos campos de vento.

No capítulo três foram descritas as áreas de estudo e os elementos materiais utilizados.

No capítulo quatro foram apresentados os modelos de simulação utilizados. São estes o modelo adotado (SWAN) e os modelos concebidos (ONDACAD, INTERPLOT e HIDRONDA). O conteúdo desse capítulo se relaciona fortemente às informações e discussões realizadas no capítulo dois.

No capítulo cinco são aplicados os conceitos, métodos e modelos tratados nos capítulos subsequentes. Mapas temáticos de campos de *fetch* e de ondas foram obtidos para ventos de intensidade e direção diversas. A hipótese de águas profundas será analisada de modo qualitativo e quantitativo. O método de cálculo do campo de *fetch* será validado. Nesse

capítulo serão apresentados os resultados referentes tanto aos corpos d'água de formato original quanto dos prismas equivalentes. A equação paramétrica universal será obtida e comparada com outras equações de termos adimensionais bastante difundidas no meio técnico.

No capítulo seis são apresentadas as conclusões, recomendações e sugestões para trabalhos futuros.

“A tarefa não é tanto ver aquilo que ninguém viu, mas pensar o que ninguém ainda pensou sobre aquilo que todo mundo vê.” (Arthur Schopenhauer, século XIX)

2 ASPECTOS CONCEITUAIS DE ONDAS EM ÁGUAS CONTINENTAIS

O termo águas continentais refere-se às águas que correm ou se acumulam no continente, dividindo-se em fluviais (rios, córregos e riachos) e lacustres (lagos, lagoas, lagunas, reservatórios, açudes e estuários). Pelo presente trabalho o termo é utilizado em referência a corpos de água de grande superfície, fundamental para a geração de ondas pela ação do vento. Portanto, corpos de água fluviais não são tratados neste trabalho.

A revisão bibliográfica aborda quatro temas que são: (1) a distribuição geográfica de lagos e reservatórios, (2) os conceitos das ondas geradas pelo vento, (3) os modelos de previsão de ondas, e (4) o vento na previsão de ondas.

2.1 DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA DE LAGOS E RESERVATÓRIOS

Os lagos são corpos de água naturais em áreas continentais, enquanto que os reservatórios são de origem antrópica. Lagos e reservatórios ocupam 2,8% da área continental mundial (Downing *et al.*, 2006). Somente em território brasileiro existem 23.036 lagos e reservatórios com mais de 20 hectares (Mello *et al.*, 2007) e sua distribuição por estados é listada na Tabela 2.

Tabela 2 - Distribuição por estados brasileiros dos espelhos d'água com mais de 20 hectares

UF	Quantidade	UF	Quantidade	UF	Quantidade
Acre	27	Maranhão	483	Rio de Janeiro	125
Alagoas	83	Minas Gerais	800	Rio Grande do Norte	669
Amazonas	5976	Mato Grosso do Sul	2297	Rondônia	230
Amapá	208	Mato Grosso	1827	Roraima	366
Bahia	1356	Pará	1290	Rio Grande do Sul	3009
Ceará	1353	Paraíba	444	Santa Catarina	81
Distrito Federal	10	Pernambuco	238	Sergipe	46
Espírito Santo	129	Piauí	318	São Paulo	370
Goiás	719	Paraná	106	Tocantins	477

Lagos e reservatórios constituem-se em componentes indissociáveis da paisagem brasileira, presentes em todas as grandes bacias hidrográficas. A opção do Brasil pela hidroeletricidade e a crescente demanda de energia permitem antever que a ocupação de novas bacias hidrográficas ou sub-bacias por reservatórios será inevitável.

2.2 ONDAS GERADAS PELO VENTO

O vento, ao transferir energia, permite a geração de ondas com período que pode chegar a 5 minutos. No entanto, as ondas tratadas pelo presente trabalho possuem a aceleração gravitacional como restauradora do movimento. São, portanto, denominadas ondas de gravidade, restringindo-se a períodos máximos da ordem de 30 segundos. Kinsman (1965) apresentou a classificação dos tipos de onda em relação ao período, ilustrada na Figura 1.

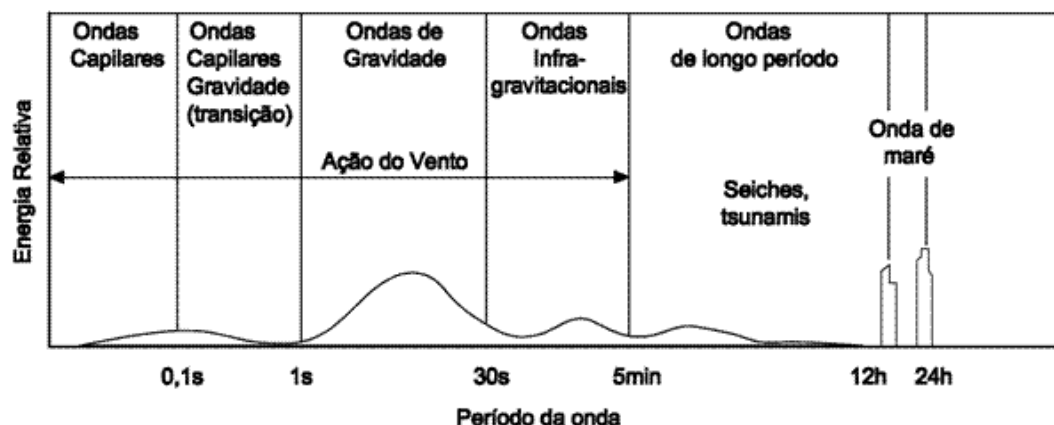


Figura 1 - Caracterização das ondas por faixa de frequência

Fonte: Adaptado de Kinsman, 1965

Em ambientes lacustres, a altura das ondas geradas pelo vento depende principalmente de dois fatores: (1) intensidade do vento e (2) extensão da superfície da água em contato com o vento (*fetch*). São de importância secundária os fatores de duração do vento e profundidade do corpo d'água. As perturbações geradas pelo vento em águas interiores geram impactos negativos, conforme resume a Tabela 3.

Tabela 3 - Avaliação dos impactos das ondas geradas pelo vento nas aplicações em recursos hídricos

Impacto	Positivo	Negativo	Prob. de ocorrência	Alcance Espacial	Duração	Revers.	Magnitude	Grau de relevância	Medida Mitigadora
Onda gerada pelo vento	N		C	D	P	I	M	M	Monitoramento

Prob. De ocorrência	C-Certa A-Alta B-Baixa
Alcance Espacial	D-Disperso L-Localizado
Duração	P-Permanente T-Temporário
Reversidade	R-Reversível I-Irreversível
Magnitude	P-Pequeno M-Médio G-Grande
Grau de Relevância	A-Alto M-Médio B-Baixo

Fonte: Themag, 1996

As ondas amplificam o poder erosivo do escoamento próximo das margens e aumentam os riscos à navegação.

2.2.1 Retrospecto histórico

Os métodos de previsão de altura de ondas em águas continentais foram desenvolvidos com base no conhecimento acumulado no decorrer do tempo em águas oceânicas. O desenvolvimento desses métodos pode ser classificado em três períodos: (1) Período inicial (antes de 1947); (2) Período de consolidação (até 1967) e (3) Período atual.

Antes de 1947 a previsão era realizada pela utilização da escala Beaufort. O ano é marcado pela publicação dos estudos feitos por Sverdrup e Munk (1947) durante a Segunda Guerra Mundial. De acordo com Wiegel (1964), os trabalhos publicados por Bretschneider (1952, 1958) e Wilson (1961, 1965) permitiram grande aperfeiçoamento no prognóstico de ondas pela revisão dos trabalhos de Sverdrup e Munk, apresentando um método de previsão comumente denominado SMB, em referência à letra inicial dos sobrenomes dos pesquisadores Sverdrup, Munk e Bretschneider. Na década de 1950, estudos visando a caracterização da onda através de abordagens estatísticas foram sendo empreendidos contribuindo para construção do método de previsão de ondas com base em análise espectral publicado por Pierson *et al.* (1955).

A implementação de modelos numéricos de onda tem como marco os trabalhos de Inoue (1967) e Barnett (1968) os quais trataram do mecanismo de geração, transferência de energia e equação do balanço de energia (Kampf, 2009). Atualmente, os modelos numéricos de previsão de ondas, com base física, classificados como de terceira geração, têm sido aperfeiçoados pelo aprimoramento dos termos fonte. Apesar dos grandes avanços experimentados pelos modelos numéricos, ainda verifica-se que até nos mais avançados modelos de previsão de ondas de base física alguns termos fonte de energia possuem grande dependência de parametrizações empíricas.

2.2.2 Observações visuais da onda e altura significativa

A Figura 2 exemplifica um registro típico da variação da altura da onda no decorrer do tempo. As quatro maneiras principais de se medir ondas são: (1) observações visuais, (2) medição remota (entre estas as medições aéreas e por satélite), (3) medições locais (ondógrafos e bóias) e (4) emprego de simulação computacional de ondas (Kamphuis, 2000).

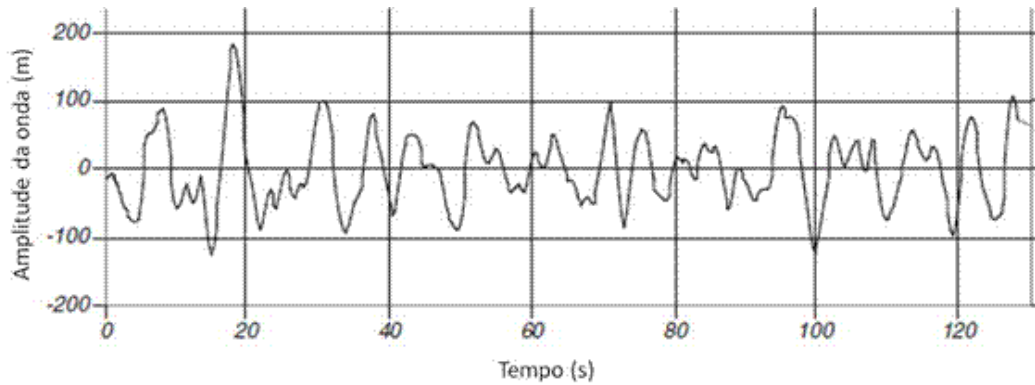


Figura 2 - Exemplo do registro de altura de onda em um ponto fixo no decorrer do tempo

Quando se trata de uma onda solitária, é natural definir sua altura como a distância vertical entre a crista e o cavado adjacente. Já quando se dispõe de um registro de onda como o da Figura 2, a altura média da onda é assim definida:

$$\bar{H} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n H_i \quad [3]$$

sendo \bar{H} a altura média da onda, n o número de ocorrências, H a altura de cada onda e i o indexador de cada onda.

Na estimativa visual das condições de mar, observadores experientes buscam as ondas mais altas no campo de ondas (Kinsman, 1965). A Organização Meteorológica Mundial recomenda aos observadores que definam a altura média e o período médio da onda com base na observação de 15 a 20 ondas de um mesmo grupo; todavia, a percepção humana é uma fonte de incerteza na identificação da altura da onda.

Longuet-Higgins (1952), após analisar milhares de registros de ondas, concluiu que a percepção humana tende a identificar somente a média do terço das maiores ondas. Nordenstrom (1969) confirmou a adequação da aproximação entre os resultados da média do terço das maiores ondas e a altura obtida por observações visuais. Dessa forma se tornou prática corrente caracterizar a onda com base na altura significativa ($H_{1/3}$), definida por:

$$H_{1/3} = \frac{1}{n/3} \sum_{j=1}^{n/3} H_j \quad [4]$$

sendo $H_{1/3}$ a altura significativa da onda, n o número de ocorrências, H a altura de cada onda e j o indexador de cada onda da amostra de dados.

No presente estudo, quando não se explicitar o tipo de altura de onda, subentende-se que a altura seja a significativa da onda, seguindo a prática da literatura especializada (Schenck, 1975). A Figura 3 ilustra a comparação das alturas significativa da onda (ordenada) e das observações visuais (abscissa) obtida de Kamphuis (2000).

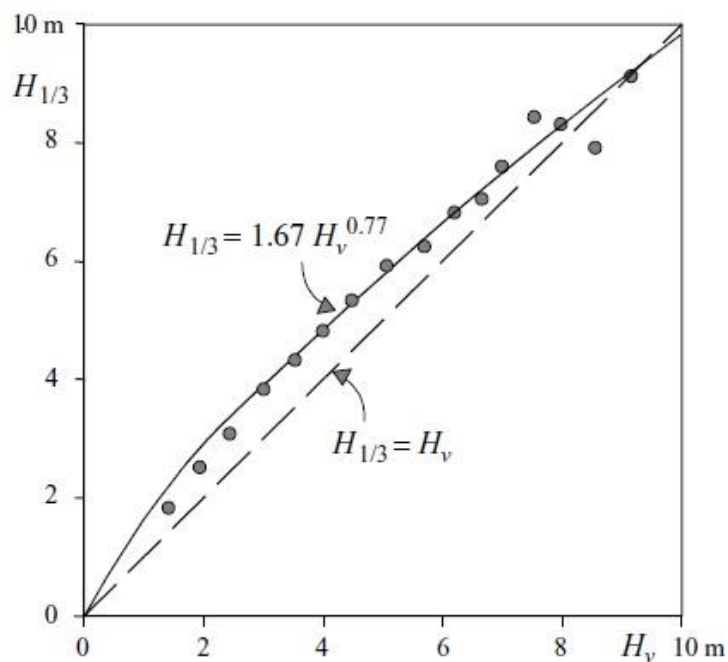


Figura 3 - Relação entre a altura significativa da onda e a altura da onda obtida por observações visuais

Fonte: Kamphuis, 2000

2.2.3 Relações fundamentais das ondas

As alturas e períodos das ondas geradas pelo vento são variáveis devido à irregularidade da intensidade e direção do vento. A variação do nível da superfície livre decorrente da propagação de ondas pode ser considerada como a soma de um grande número de ondas harmônicas, cada qual originada em diferentes locais e períodos. A altura de uma onda harmônica senoidal é descrita por:

$$\eta(x,t) = a \sin(kx - \omega t) \quad [5]$$

sendo a a amplitude da onda, $\eta(x,t)$ o nível d'água no ponto x e no tempo t , k o número de onda relacionado ao comprimento da onda (L) e ω é a frequência angular relacionada ao período da onda (T). O número de onda proporciona uma medida cíclica do número de cristas por unidade de distância. A frequência angular, por sua vez, descreve o número de radianos percorridos a cada segundo.

A ocorrência de ondas é acompanhada de correntes, acelerações e variações de pressão abaixo da superfície. A Figura 4 ilustra os elementos de uma onda senoidal.

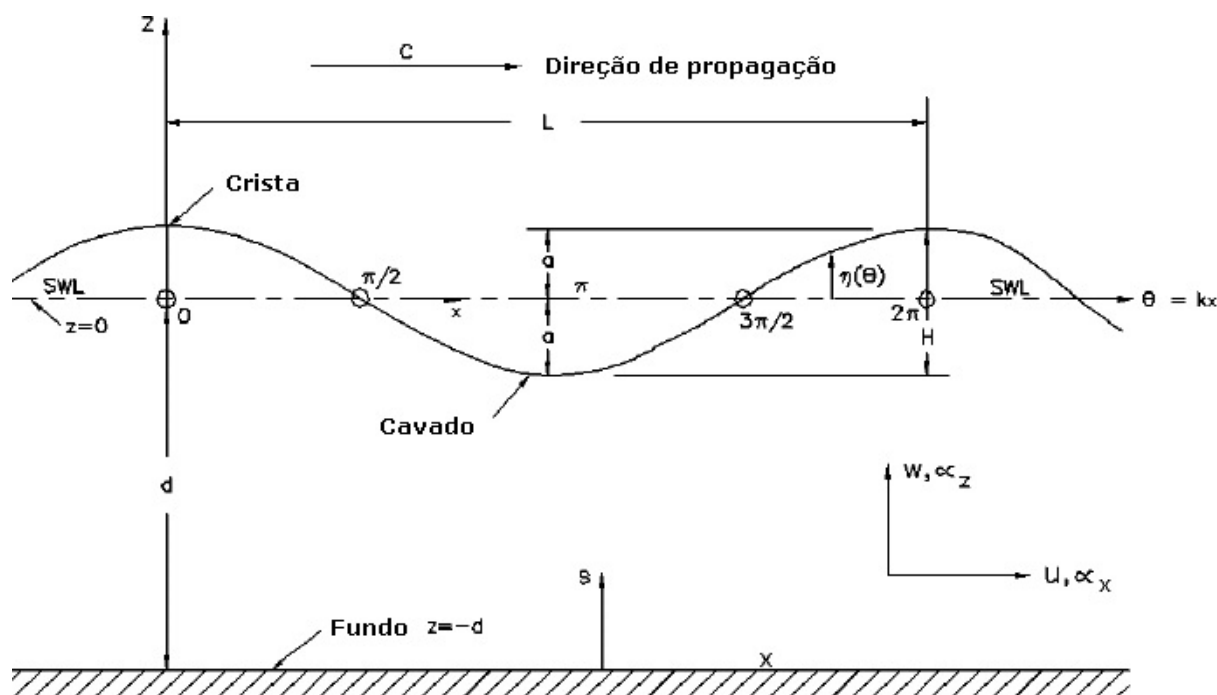


Figura 4 - Elementos característicos de uma onda senoidal

Fonte: Adaptada de U. S. Army Corps of Engineers (2002)

A crista é a parte mais alta da onda sobre o nível médio da água e cavado é o vale entre cristas consecutivas. A distância vertical entre o cavado e a crista é a altura da onda (H). A distância horizontal entre cristas sucessivas é o comprimento de onda (L). O tempo necessário para que duas cristas passem pelo mesmo ponto define o período da onda (T). A quantidade de cristas que passa pelo mesmo ponto a cada segundo define a frequência (f). As ondas se propagam com velocidade definida como o quociente entre o comprimento (L) e o período (T). A velocidade de propagação (c) é a velocidade de deslocamento do perfil da onda, também chamada de velocidade de fase, velocidade da onda ou celeridade. A declividade da onda é o quociente entre a sua altura e o seu comprimento (H/L). A altura da onda (H) é o dobro da amplitude (a).

Para todos os tipos de ondas progressivas o comprimento é determinado pelo produto da celeridade pelo período da onda ($\lambda = cT$). Como a celeridade da onda é o quociente entre o comprimento e o período da onda, então a celeridade também pode ser expressa em termos do número de onda e da frequência angular ($c = \omega/k$).

A variação da velocidade com o comprimento da onda se denomina dispersão, cuja relação funcional é denominada de equação da dispersão. A velocidade angular e o comprimento de onda são descritos, respectivamente, pelas seguintes equações:

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \quad [6]$$

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh\left(\frac{2\pi d}{L}\right) \quad [7]$$

A equação de dispersão é implícita em termos do comprimento da onda exigindo, portanto, um procedimento iterativo para se calcular o número de onda para determinada frequência e profundidade. Uma alternativa pode ser utilizar uma equação explícita com soluções aproximadas (Eckart, 1952):

$$kd \approx \frac{\alpha}{\sqrt{\tanh \alpha}}; \text{ com } \alpha = k_0 d = \frac{\omega^2 d}{g} \quad [8]$$

A equação anterior é exata para os limites de águas profundas ($kd \rightarrow \infty$) e águas rasas ($kd \rightarrow 0$). Para as demais condições o erro no número de onda é inferior a 5%, segundo Eckart (1952). A condição de águas profundas ($d > L/2$) faz com que o termo $\tanh(2\pi d/L)$ seja igual à unidade e a relação de dispersão assuma a forma $c = 1,56T$ (ou $L = 1,56T^2$). Portanto, o aumento no período produz um aumento linear da celeridade e um aumento quadrático do comprimento da onda.

A condição de águas rasas ($d < L/20$) faz com que $\tanh(2\pi d/L) = 2\pi d/L$ e a relação de dispersão assuma a forma $c = (gd)^{1/2}$; o que implica na redução da celeridade quando a onda se propaga em águas rasas.

As ondas perfeitamente senoidais não são comuns na natureza. Provavelmente em uma situação no mar, sem vento, possam ser geradas ondas que se aproximam da idealização senoidal. No entanto, a conceituação senoidal continua sendo importante para representar as soluções aproximadas das equações físicas que regem as ondas na superfície da água (Kamphuis, 2000).

2.2.4 Energia das ondas

A energia das ondas está associada ao trabalho contra a aceleração gravitacional, necessário para que as partículas que compõem a massa líquida possam se mover. O deslocamento da água no sentido vertical está associado à energia potencial na coluna de água. Nas ondas é verificada a peculiaridade de equipartição de energia, que se divide igualmente nas parcelas cinética e potencial.

A energia não se propaga com a mesma velocidade de fase da onda, mas se propaga com os grupos de onda. Em águas profundas a velocidade de grupo é a metade da velocidade de fase e em águas rasas as velocidades de propagação se igualam.

Para estimar a energia potencial, pode-se considerar o volume infinitesimal (Δx , Δy , Δz) na porção de uma onda esquemática mostrada na Figura 5.

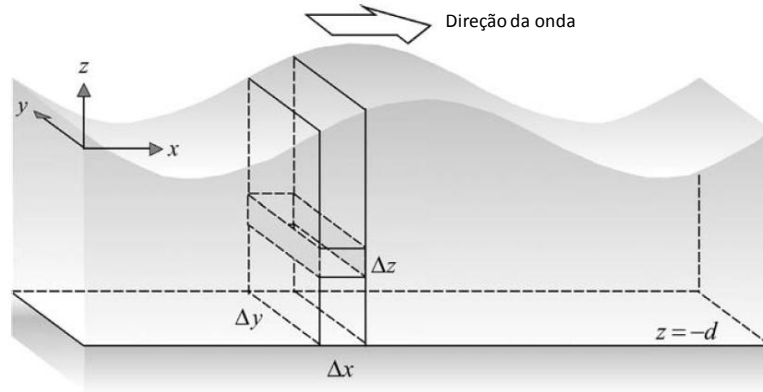


Figura 5 - Coluna esquemática para dedução da equação da energia da onda
Fonte: Wiegel, 1964

A energia potencial instantânea (massa e elevação em determinado instante), em relação ao nível sem perturbação ($z = 0$), é dada por $\rho g \Delta x \Delta y \Delta z$. A energia potencial induzida pela onda é obtida subtraindo-se a energia total (do fundo até a interface ar-água) da energia da coluna antes de ser perturbada, ou seja:

$$E_p = \int_{-d}^{\eta} \rho g z dz - \int_{-d}^0 \rho g z dz = \int_0^{\eta} \rho g z dz \quad [9]$$

Para uma onda com amplitude a , a solução da integral resulta em:

$$E_p = \frac{1}{2} \rho_w g \eta^2 = \frac{1}{2} \rho_w g a^2 \quad [10]$$

Pela condição de equipartição de energia, o dobro da energia potencial representa a energia total, a qual fica representada por:

$$E = \frac{1}{8} \rho_w g \eta^2 \quad [11]$$

A equação anterior descreve a soma das energias potencial e cinética de todas as partículas da coluna de água para um comprimento de onda, sendo ρ_w a massa específica da água; deste modo, um campo de ondas pode ser convertido em um campo de energia.

2.2.5 Influência da profundidade

Quando se propagam em águas profundas, as ondas não têm suas características alteradas por efeito da profundidade. No entanto, quando a onda passa a se propagar em locais nos quais a profundidade torna-se menor do que metade do seu comprimento, o movimento atinge o fundo. A velocidade da onda se reduz e o período da onda mantém certa constância; em consequência verifica-se a redução do comprimento de onda e o aumento da amplitude. Ao propagar-se em águas rasas a onda pode se quebrar quando a relação entre o comprimento e a amplitude atingir a proporção de 1/7. A onda que se quebra dispersa a energia através da turbulência. Em águas costeiras a região em que as ondas quebram é denominada de zona de surfe.

2.2.6 Espectro de ondas

A oscilação da superfície da água pode ser considerada como a soma de um grande número de trens de onda simples, permitindo relacionar o registro de ondas a um espectro. A decomposição de um registro é feita com base no método de Fourier, que permite expressar um registro complexo como sendo a soma ou integral de funções seno ou cosseno multiplicadas por coeficientes, representados pelas amplitudes das ondas:

$$\eta(t) = \sum_{i=1}^N a_i \cos(2\pi f_i t + \alpha_i) \quad [12]$$

sendo a_i e α_i a amplitude e a fase, respectivamente, para cada frequência $f_i = i/T$ ($i = 1, 2, 3, \dots$); o intervalo de frequência é $\Delta f = 1/t$ sendo t a duração.

O espectro de ondas constitui-se na forma de tratamento mais importante das ondas geradas pelo vento (Hasselmann *et al.*, 1980). O espectro de ondas varia com o *fetch*, como ilustra a Figura 6. Pela teoria linear de ondas gravitacionais, a energia das ondas é proporcional à variância $[S(f)]$ das amplitudes de onda que compõem o registro. Para a obtenção do espectro de potência $[E(f)]$, efetua-se o produto da variância $[S(f)]$ pela massa específica da água (ρ_w) e pela aceleração da gravidade (g):

$$E(f) = \rho_w \cdot g S(f) \quad [13]$$

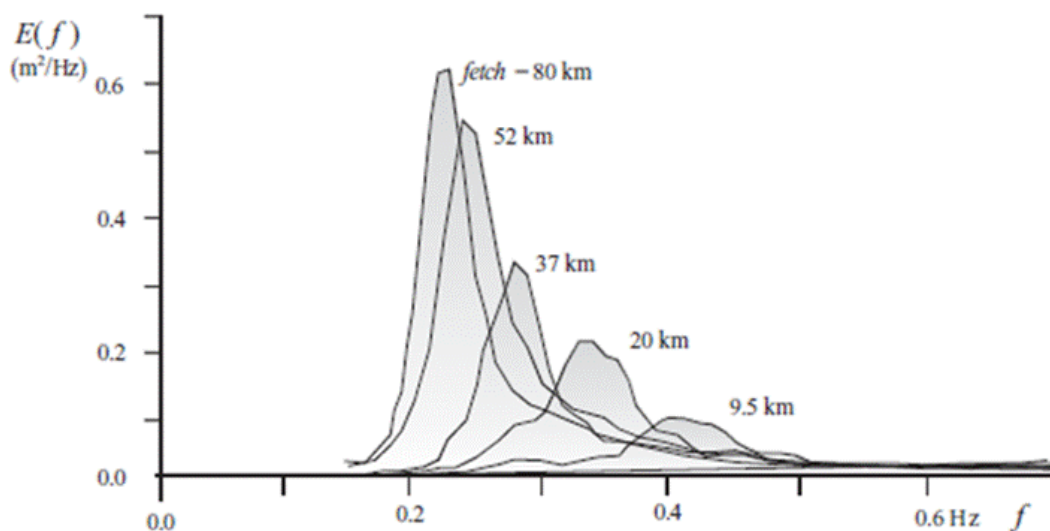


Figura 6 - Crescimento de um espectro de potência ocasionado por vento de 7 ms^{-1}
 Fonte: Hasselmann, 1973

Apesar de se tratar de um espectro de potência, habituou-se a ignorar o termo $\rho_w g$ e representar graficamente $a^2/2$ ou simplesmente a^2 no eixo das ordenadas. Desta forma a área sob a curva do espectro de potência das ondas corresponde à variância da amostra.

2.2.7 Geração, crescimento e dissipação de ondas

A tarefa de prever um campo de ondas consiste em estimar o modo como as mesmas se transformam sob a ação de um campo de vento. O modo mais avançado de realizar essa previsão é por meio de modelagem computacional de base física, na qual são identificados os processos que afetam a energia das ondas. A transferência de energia se deve fundamentalmente a três processos: (1) ganho de energia pelo vento (S_{in}), (2) perdas dissipativas (S_{ds}) e (3) interações entre ondas (S_{nl}).

2.2.7.1 Transferência de energia pelo vento

A transferência de energia é resultante da tensão tangencial exercida pelo vento sobre a superfície da água, que é função do quadrado da velocidade do vento, e pelas variações de pressão. Portanto, as incertezas no vento geram grandes erros na energia transferida e, conseqüentemente, na altura significativa da onda (Barnett, 1968)

De modo geral, dois fluidos com diferentes velocidades geram instabilidades em sua

interface se suas densidades e velocidades forem suficientemente diferentes. Esse fundamento tratado pela mecânica dos fluidos motiva a teoria apresentada por Lamb (1932) abordando o fenômeno de geração da onda pelo vento. O processo de geração das ondas pode ser dividido em duas etapas: (1) considerando o vento soprando sobre uma superfície líquida não perturbada, surgem pequenas flutuações de pressão na interface decorrentes da turbulência do escoamento de ar sobre a água, que vão crescendo por ressonância (Phillips, 1957; Ewing, 1971); e (2) o aumento da amplitude das ondas é suficiente para afetar o fluxo de ar que sopra sobre elas (Figura 7). As ondas geradas nesta segunda etapa recebem o nome de ondas capilares, atingindo uma altura máxima de 1,7 cm (Sorensen, 1978).

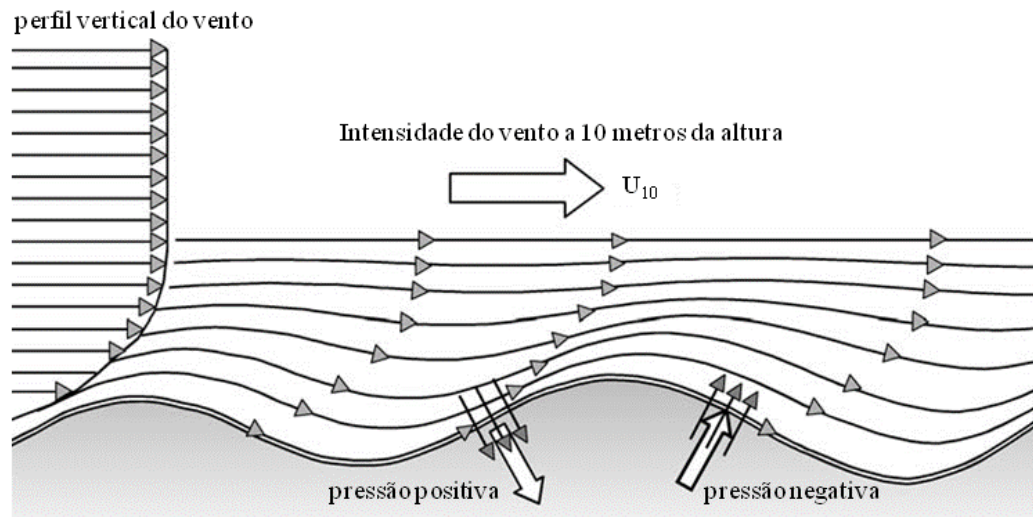


Figura 7 - Geração da onda pela variação de pressão pela passagem do vento
Fonte: Adaptado de Holthuijsen, 2007

O crescimento da altura da onda pode ser explicado pela instabilidade do fluxo de cisalhamento, no qual a corrente de ar exerce alternadamente sucção e pressão entre as cristas (Jansen, 1991). Desse modo o vento, ao gerar diferenças de pressão, perturba a superfície da água e esta, por sua vez, passa a interferir no perfil do vento. A rapidez do crescimento da onda é exponencial e foi assim quantificada em termos do espectro de energia da onda (Milles, 1960):

$$E(f, \theta) = \frac{k}{4\pi f \rho_w^2 \mu g} P(k, f) e^{2\pi f t \mu} - 1 \quad [14]$$

ou ainda:

$$S_{in}(f, \theta) = \frac{\delta E(f, \theta)}{\delta t} = 2\pi f \mu E(f, \theta) \quad [15]$$

sendo: $E(f, \theta)$ uma componente de frequência-direção, k o número da onda, $P(k, f)$ o espectro da turbulência induzida pela onda, μ um coeficiente de acoplamento, g a aceleração da gravidade e ρ_w a massa específica da água.

Snyder & Cox (1966) verificaram, experimentalmente, que os valores obtidos pela formulação de Milles subestimavam a transferência de energia e propuseram uma formulação para o coeficiente de acoplamento baseada na velocidade de fase (c), na direção da onda (θ), na direção do vento (ψ), na velocidade do vento (u) e na massa específica do ar (ρ_a), ou seja:

$$\mu = \frac{\rho_a}{\rho_w} \left[\frac{u}{c} \cos(\theta - \psi) - 1 \right] \quad [16]$$

Os autores, quase 15 anos mais tarde (Snyder & Cox, 1981) revisaram essa equação, incorporando a velocidade do vento a 5 metros de altura (U_5). A aplicação dessa abordagem a situações de medição da velocidade do vento em alturas diferentes de 5 m levou a uma consideração da intensidade do vento em termos da velocidade de atrito (u_*), cuja magnitude, condicionada pelo esforço devido ao vento (τ) e pela massa específica do ar (ρ_a), é dada por:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} = u \sqrt{C_d} \quad [17]$$

Partindo dos estudos de Snyder & Cox (1981), considerando a velocidade de atrito do vento, Komen *et al.* (1994) apresentaram uma nova formulação para expressar os termos correspondentes ao vento, isto é:

$$S_{in}(f, \theta) = E(f, \theta) \max \left[0, k_1 \frac{\rho_a}{\rho_w} 2\pi f \left(k_2 \frac{u_*}{c} \cos(\theta - \psi) - 1 \right) \right] \quad [18]$$

Investigações posteriores demonstraram que o arraste aerodinâmico sobre a superfície do mar depende do estado das ondas (Jenkins, 1992). O parâmetro relacionado ao coeficiente de arraste é o parâmetro de idade da onda, definido como c_p/u_* , sendo c_p a velocidade de fase da frequência de pico do espectro de ondas real. Esse resultado foi comprovado com dados experimentais (Donelan, 1980).

Existem ainda as formulações empíricas que descrevem o crescimento da onda a partir da análise de um grande conjunto de dados. Essas formulações não permitem caracterizar os processos físicos intervenientes. Deste modo, o crescimento da onda é obtido a partir de informações conhecidas do campo de vento, das quais as principais são a intensidade, a duração, a direção e o *fetch*. Métodos paramétricos de previsão de altura de ondas tratados adiante, como *JONSWAP*, Wilson e Donelan, utilizam a abordagem empírica.

2.2.7.2 Refração, reflexão e difração de ondas

Caso a onda se aproxime da costa ao se propagar, passa a sofrer influência do fundo. Nesses locais a parte da onda localizada mais próxima da superfície move-se mais rapidamente do que a fração mais próxima do fundo. Esse comportamento das ondas fora do domínio de águas profundas gera uma nova velocidade de fase (C) e um novo comprimento da onda (L), que podem ser parametrizados pelos mesmos elementos em águas profundas (C_0 e L_0), ou seja:

$$C = C_0 \sqrt{\tanh k_0 d} \quad [19]$$

$$L = L_0 \sqrt{\tanh k_0 d} \quad [20]$$

A altura de onda também é condicionada pela mudança da profundidade. À medida que a onda se aproxima da costa, sua altura aumenta como resposta às mudanças de velocidade no grupo de ondas (*U. S. Army Corps of Engineers*, 2001). Além disto, quando a onda se propaga em direção à costa, com a redução da profundidade, a propagação em certo ponto passa a ser afetada pelo fundo, sendo que os efeitos de dissipação de energia passam a ser relevantes, tendendo a reduzir a velocidade de grupo e o comprimento da onda. Nestas condições a conservação de energia é mantida através do aumento da altura da onda (Hearn, 2008). Alguns exemplos de refração são ilustrados na Figura 8, adaptada de *U. S. Army Coastal Engineering Research Center* (1983).

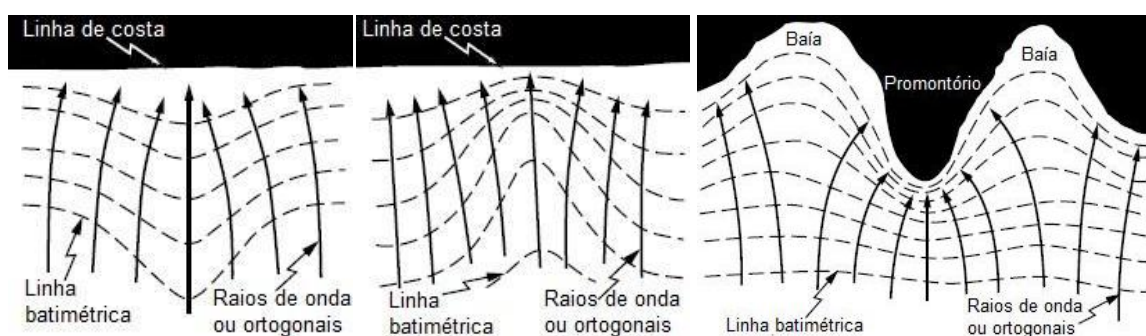


Figura 8 - Refração ao longo de diferentes tipos de formatos de costa

Fonte: Adaptado de *U. S. Army Coastal Engineering Research Center* (1983)

Geralmente, qualquer mudança na velocidade da onda, por exemplo, devido ao gradiente de correntes na superfície, pode levar à refração, independentemente da profundidade de água.

O fenômeno da difração ocorre normalmente a sotavento de obstáculos como, por exemplo, quebra-mares, navios e ilhas. A obstrução faz com que a energia tenha de ser transmitida ao longo da crista de uma onda. Essa transferência indica que as ondas podem

afetar a água a sotavento de uma estrutura. A Figura 9 ilustra um exemplo de difração de ondas em meio oceânico.

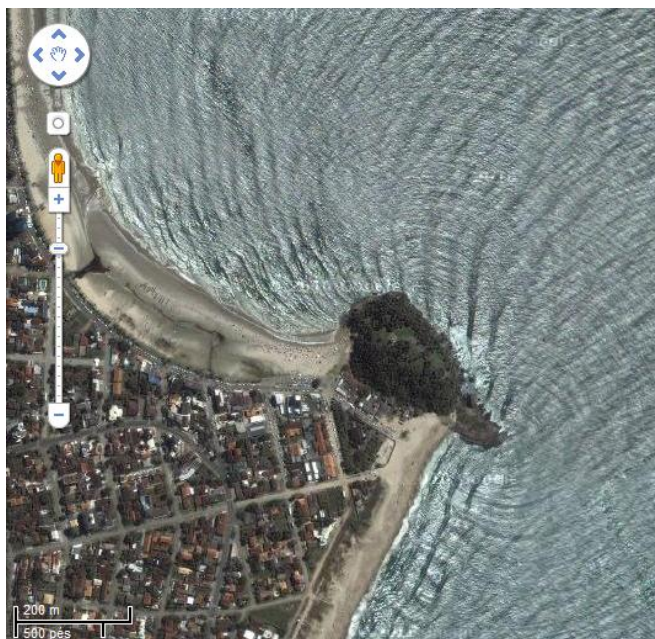


Figura 9 - Imagem de satélite da superfície do oceano na localidade de Guaratuba, litoral do Paraná
Fonte: Google Earth®

2.3 FETCH

O vento, ao soprar sobre a superfície da água, gera a onda. O *fetch* é definido como a superfície da água na qual a intensidade e a direção do vento podem ser consideradas constantes (U. S. Army Coastal Engineering Research Center, 1984). Apesar do *fetch* ser a expressão mais difundida para designar a superfície em contato com o vento, outras denominações em língua portuguesa foram tentadas sem muito êxito, tais como pista de vento e alcance do vento. O *fetch* é imprescindível na simulação de altura de ondas por métodos paramétricos.

2.3.1 Abordagem do *fetch* na literatura

Ao se observar mais atentamente a definição do *fetch*, depara-se com um conceito um tanto controverso, já que, apesar de representar uma superfície, o *fetch* possui dimensão de comprimento.

O conceito de *fetch* teve início em aplicações relacionadas às ciências atmosféricas em águas oceânicas, principalmente relacionadas à previsão de altura de ondas geradas pela ação

do vento. A definição que condiciona o *fetch* aos ventos de intensidade e direção constantes foi originada das águas oceânicas. Neste ambiente, o comprimento que representa o *fetch* é limitado pela descontinuidade gerada pela presença de uma frente (Shields e Burwell, 1970), sem que haja limitações laterais. Convencionou-se representar o *fetch* por um comprimento livre. Sua determinação é feita de modo rigoroso por meio da utilização de cartas sinóticas, como ilustrada na Figura 10.

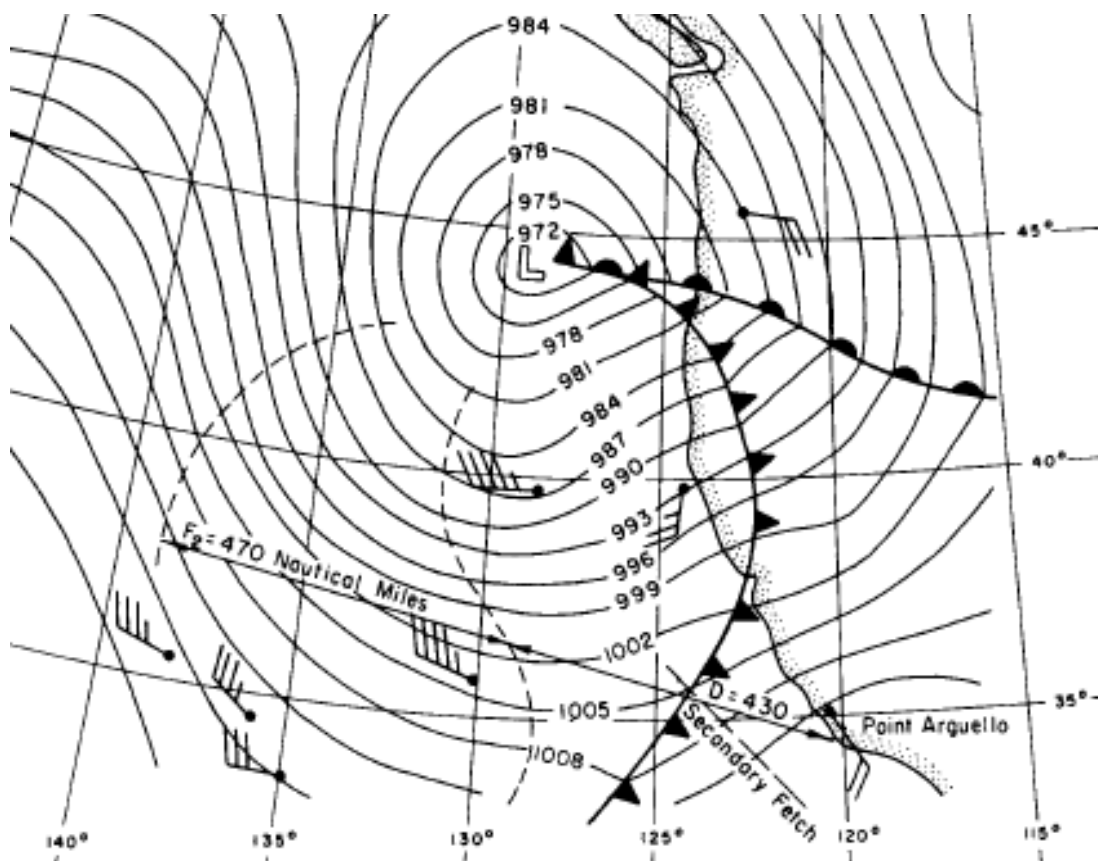


Figura 10 - Carta sinótica de pressão na superfície referente ao dia 27 de outubro de 1950
Fonte: U. S. Army Corps of Engineers (1984)

A determinação do *fetch* por meio de cartas sinóticas é feita com base na curvatura das isóbaras ou por uma mudança marcante na direção do vento (U. S. Army Coastal Engineering Research Center, 1984). A ocorrência de descontinuidade de uma frente também limita o *fetch* (U. S. Army Corps of Engineers, 1984).

A Figura 10 refere-se a um comportamento típico do campo de ventos na costa leste do Alasca. Nela, verificam-se valores de *fetch* da ordem de mil quilômetros. Em águas oceânicas não é incomum que esse valor chegue a dois mil quilômetros. Em situações que tratam de comprimentos inferiores a essa magnitude, as cartas sinóticas passaram a ser justificadamente

prescindíveis e o *fetch* passou a ser definido como a distância até atingir-se a margem a barlavento, conforme ilustra a Figura 11.

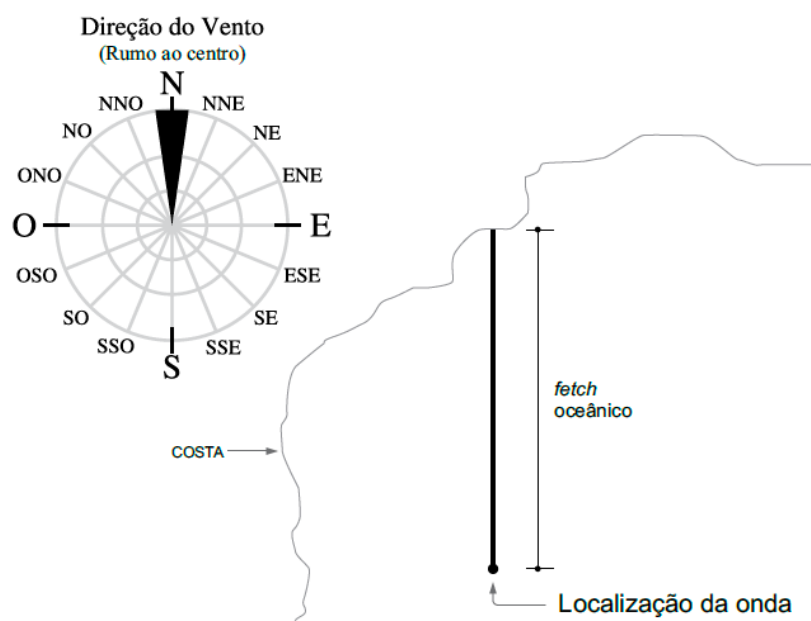


Figura 11 - *Fetch* na direção norte

Em corpos de água continentais, de grandes dimensões, a determinação do *fetch* a partir do conceito de uma distância livre é prática comum. Percebeu-se, no entanto, que, para superfícies de corpos de água em que há um comprimento predominante, a largura exerce forte influência sobre o *fetch*. Essa constatação foi tratada por *U. S. Army Corps of Engineers* (1966) ao afirmar que o efeito da largura do *fetch* pode ser desprezado em áreas de geração que possuem a largura tão grande, ou superiores, ao comprimento. De modo indireto, a afirmação reconheceu que em águas continentais, comumente constituídas de margens de formato dendrítico e, não raramente, sinuoso, o método aplicado em águas oceânicas não era adequado. Uma das soluções foi apresentada por Saville (1954), que propôs determinar o *fetch* com base no comprimento e na largura do corpo de água.

Intuitivamente parece ser razoável, em águas interiores, que o *fetch* pudesse ser determinado como uma área, assumindo unidades de superfície. No entanto, a tentativa de reaproveitar os resultados gerados historicamente com base em pesquisas em águas oceânicas fez com que se buscassem métodos que respeitassem a dimensão linear do *fetch*, mesmo em condições de águas interiores.

Assim foi justificado por Saville (1952), ao observar que ao determinar as alturas de ondas com o uso de ábacos e com base no método oceânico para calcular o *fetch*, que as alturas calculadas eram superiores às alturas de ondas observadas. Atribuindo essa atenuação

à influência das margens, Saville (1952) definiu o conceito de *fetch* efetivo de modo a diferenciá-lo do comprimento livre, viabilizando a aplicação das técnicas desenvolvidas em águas oceânicas, para águas interiores.

Concebido inicialmente com vistas a corpos de água de comprimento e largura definidos, como canais, o *fetch* efetivo foi inicialmente baseado na relação entre largura e comprimento do corpo de água no ponto considerado. Para isso essa relação entre comprimentos foi relacionada a um fator de atenuação, conforme ilustra a Figura 12.

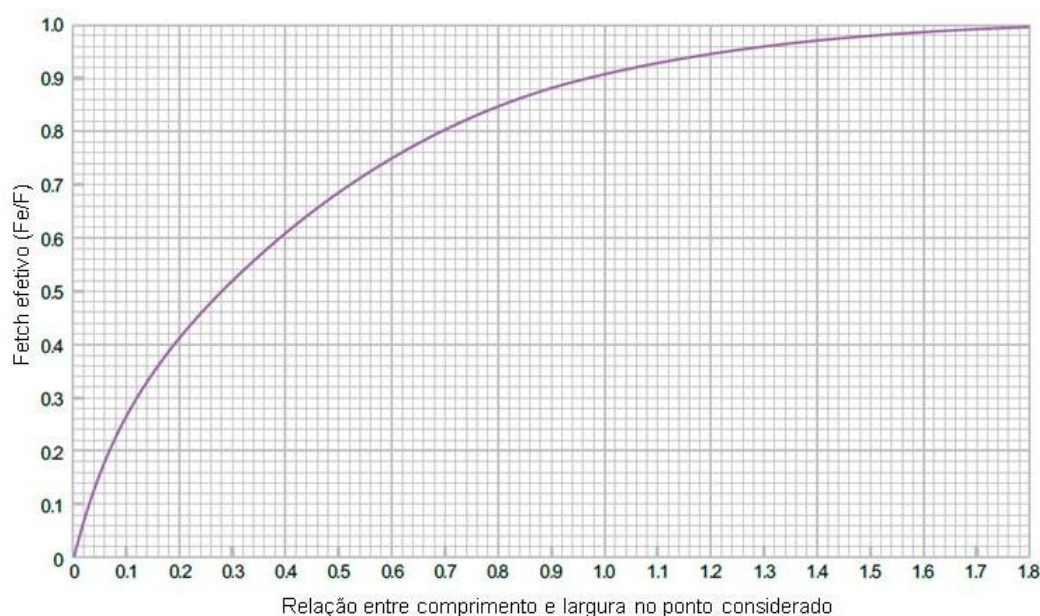


Figura 12 - *Fetch* efetivo em função da relação entre dimensões do corpo de água
Fonte: Adaptado de Saville (1952)

O método apresentado por Saville não se mostrou suficientemente geral para que pudesse ser aplicado a lagos e reservatórios de formato irregular. Quanto à sensibilidade do método em relação à direção do vento, o *fetch* é pouco sensível para variações de direção até 15°, mas é significativamente subestimado quando as variações de direção forem próximas de 45° (Saville, 1952). Portanto, um método de aplicação mais geral deveria considerar a atenuação do efeito do vento em relação à direção principal, limitado por uma margem de formato irregular.

Saville (1954), buscando a aplicação de um método mais abrangente, concebeu um segundo método bem mais elaborado e dotado de maior rigor científico, o qual se tornou bastante difundido no meio técnico. O método consiste na construção de 16 linhas radiais a partir do ponto de incidência da onda em intervalos de 6°, de tal modo a atingir-se uma amplitude máxima de sob um ângulo de 90°, cuja bissetriz é a direção do vento, conforme

ilustra a Figura 13. Na sequência deste texto, as 16 linhas radiais serão chamadas de direções secundárias.

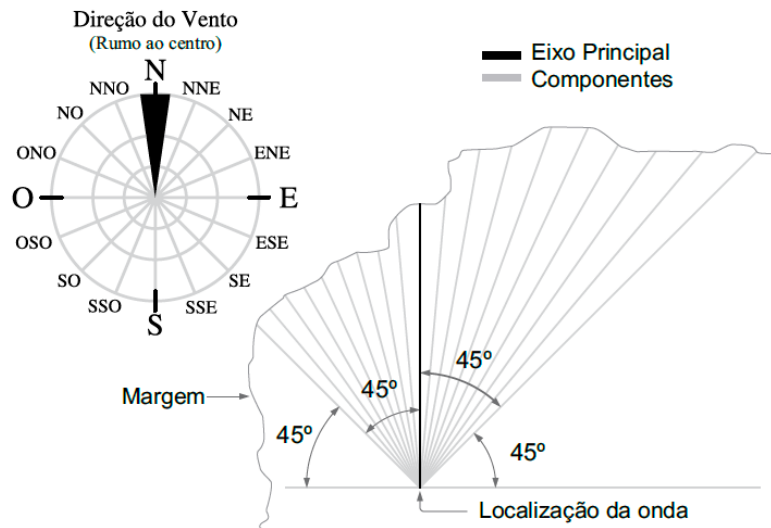


Figura 13 - *Fetch* efetivo esquemático para a direção norte

O comprimento do *fetch* efetivo é obtido pela média das projeções dos segmentos sobre a direção do vento ponderada pelos cossenos dos ângulos, isto é:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^{16} x_i \cos \alpha_i}{\sum_{i=1}^{16} \cos \alpha_i} \quad [21]$$

sendo: α_i o ângulo entre a direção do vento e a direção secundária e x_i o comprimento entre o ponto no corpo d'água e o contorno na direção secundária. Caso o ângulo entre as direções secundárias seja igual ou menor que 6° , o número de direções secundárias aumentariam conforme mostra a Tabela 4.

Tabela 4 - Resolução angular e quantidade de direções secundárias para ângulos inferiores 45°

Resolução angular - α (graus)	1	3	6
Número de direções secundárias	91	31	16
Amplitude angular total	90	90	90

Por tratar de fenômenos em águas continentais, o termo *fetch* significará *fetch* efetivo daqui em diante. O comprimento livre será denominado *fetch* oceânico.

O método de Saville (1954) é baseado em seis hipóteses:

- 1) O vento transfere energia à superfície da água na direção do vento e em todas as direções dentro da amplitude de 45° para cada lado em relação à direção principal.
- 2) O vento transfere uma quantidade unitária de energia para a água ao longo da radial

central na direção do vento; nas demais radiais a fração da energia fornecida pelo vento é proporcional ao cosseno do ângulo entre a radial e a direção do vento. A influência de cada uma dessas radiais é mostrada na Tabela 5.

- 3) As ondas são completamente absorvidas pelas margens (inexistência do fenômeno de reflexão e difração).
- 4) A direção da onda gerada coincide com a do vento que a gerou (inexistência do fenômeno de refração).
- 5) Considera-se que a direção do vento é uniforme e que é mantida a mesma direção dentro da área de geração.
- 6) O método considera que o vento, soprando da terra em direção à água, entra em contato com a superfície líquida assim que cruza margem, ou seja, o método considera que o vento sopra de forma perfeitamente tangente ao relevo.

Tabela 5 - Fração de energia transferida pelo vento para gerar ondas

α	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°
$\cos \alpha$	1	0,996	0,985	0,966	0,940	0,906	0,866	0,819	0,766	0,707

Fonte: SAVILLE (1954)

O método concebido por Saville (1954) foi recomendado pela primeira vez por *U. S. Army Coastal Engineering Research Center* (1966), autorizando o projetista a utilizar ângulos inferiores a seis graus no mesmo procedimento. O manual, no entanto, omite a implicação dessa decisão no comprimento resultante do *fetch*.

Recentemente outros trabalhos adotaram uma versão modificada do método de Saville, a qual será tratada daqui em diante por método de Saville Modificado (MSM). Publicações como *U.S. Dept. of Agriculture, Soil Conservation Service* (1987), Smith (1991) e Etemad-Shahidi *et al.* (2009) adotaram a seguinte função de potência no termo cosseno do numerador:

$$F = \frac{\sum_{i=1}^{16} x_i \cos^2 \alpha_i}{\sum_{i=1}^{16} \cos \alpha_i} \quad [22]$$

Não foi encontrada na literatura nenhuma menção sobre as implicações da adoção de uma potência na ponderação pelos cossenos no numerador.

Dois outros métodos partem de um traçado geométrico que lembra o método proposto por Saville (1954), mas que não realiza a ponderação pelos cossenos. Esses métodos atribuem a mesma influência para todos os comprimentos nas direções secundárias. Partem da premissa de que, como ângulos de 0° a 45° geram valores de cosseno entre 1 e 0,7, reduzindo-se essa

amplitude pode-se substituir a ponderação por cossenos por uma média aritmética na determinação do *fetch*, obtendo resultados semelhantes.

Esse conceito fundamenta o método apresentado por *U. S. Army Corps of Engineers* (2006), no qual a extensão do *fetch* para certa direção é calculada pela construção de 30 radiais, desde o ponto de interesse (em intervalos de 1 grau) e estendidas até atingir a margem a barlavento. O *fetch* é determinado pela média aritmética dos comprimentos de cada segmento de reta. Esse método será aqui denominado de SPM30. A sigla é um acrônimo de *Shore Protection Manual* e o algarismo 30 refere-se ao método basear-se no traçado de 30 linhas radiais. O *fetch* é determinado como sendo o comprimento médio dos segmentos de reta.

No método divulgado por *U. S. Army Coastal Engineering Research Center* (1984), a extensão do *fetch* é calculada pela construção de 24 radiais em intervalos de 1 grau (12 para cada lado), desde o ponto de interesse e estendidas até a margem a barlavento. Esse método será aqui denominado de SPM24. O *fetch* também é determinado como sendo o comprimento médio dos segmentos de reta.

Em todos esses métodos a influência da elevação do relevo no entorno do corpo de água é negligenciada. Provavelmente isso se deva à acentuada diferença entre as escalas lineares do *fetch* e do relevo. Para o reservatório de Itaipu, por exemplo, o *fetch* máximo é da ordem de 10.000 m, e a variação da elevação no entorno do reservatório é da ordem de 5 m (Marques & Guetter, 2011).

A análise dos resultados gerados por diferentes métodos de determinação do *fetch* produziram diferenças significativas. Por exemplo, no reservatório de Ilha Solteira, Lima *et al.* (2003) determinaram o *fetch* de 48 km pelo método oceânico, enquanto que Marques *et al.* (2007) estimaram o *fetch* de 12,3 km aplicando o método de Saville (1954).

2.3.2 Considerações sobre indefinição de método para determinação do *fetch*

Ainda não existe um consenso sobre o método mais adequado para a determinação do *fetch*. Esse fato é causador de insegurança técnica por dificultar a quantificação dos fenômenos condicionados pela determinação prévia desse comprimento.

Um dos motivos dessa indefinição deve-se à carência de justificativas dos proponentes dos métodos quanto às abordagens adotadas. Nenhum dos métodos citados menciona as implicações pela escolha entre diferentes ângulos entre linhas radiais, por exemplo. Dentre

esses somente o método proposto por Saville (1954) inicia uma discussão com vistas a justificar a concepção do método. Deste modo parece razoável afirmar, pela característica comum dos métodos em determinar o *fetch* com base no traçado de linhas radiais, que os demais trabalhos citados foram fundamentados no trabalho original apresentado por Saville (1954).

Outro motivo que explica a incerteza na estimativa do *fetch* é de natureza dimensional. O *fetch*, apesar de possuir dimensão de comprimento, é utilizado para simular fenômenos e elementos de representação bidimensional. Esses fenômenos podem ser divididos em dois grupos relacionados às ondas: (1) um composto pelos elementos derivados da onda, como período, celeridade, comprimento, energia e amplitude; e (2) formado por elementos resultantes da ação das ondas devido à propagação, como a profundidade de mistura e tensões de cisalhamento no fundo em regiões de profundidades intermediárias a rasas.

A atribuição da dimensão de comprimento ao *fetch* permanece invariável no decorrer dos anos. Porém, o mesmo não pode ser dito do seu método de obtenção.

No manual norteamericano de proteção de costas, intitulado *Shore Protection Manual* é editado pelo corpo de engenheiros que integram as forças armadas americanas, é apresetada uma padronização de formulações, métodos e expectativa de desempenho, atendendo a uma ampla variedade de ações relacionadas a projetos costeiros e em água interiores (*U. S. Army Coastal Engineering Research Center*, 1984). Constitui-se em uma publicação referenciada mundialmente no tratamento da engenharia costeira. A inconsistência na definição do *fetch* é exemplificada pela variação com que os métodos são apresentados e recomendados no decorrer das diferentes edições do *Shore Protection Manual*. Até hoje foram publicadas sete edições, correspondendo aos anos de 1966, 1973, 1977, 1984, 1998, 2002 e 2008. Quando trata de águas interiores, especificamente quanto à obtenção do *fetch*, as versões de 1966 e 1973 explicitam o método proposto por Saville (1954). Já a versão de 1977 retoma o método oceânico. A versão de 1984 cita, pela primeira vez, o método SPM24. Na edição de 1998 volta-se ao método de Saville.

Considerando que os resultados pelos diferentes métodos tenham desvio da ordem de duas vezes e meia, como será tratado pelo subitem 2.3.4, é surpreendente constatar que algo com essa margem de incerteza e de aplicação tão ampla tenha ficado tanto tempo sem definição.

Alguns aspectos comparativos entre os métodos serão tratados a partir daqui de modo a colaborar com a estimativa dos desvios envolvidos na escolha do método.

2.3.3 Sensibilidade do método de Saville

O método apresentado por Saville (1954) considera que o *fetch* pode ser determinado com base em uma média ponderada por cossenos, na qual se considera um ângulo de seis graus entre linhas auxiliares. De acordo com *U. S. Army Corps of Engineers* (1973), qualquer outra amplitude angular pode ser usada no mesmo procedimento. Marques & Guetter (2011) avaliaram a sensibilidade do *fetch* pelo método de Saville (Figura 14) para ângulos variáveis entre 1° e 15° e pela aplicação do método oceânico.

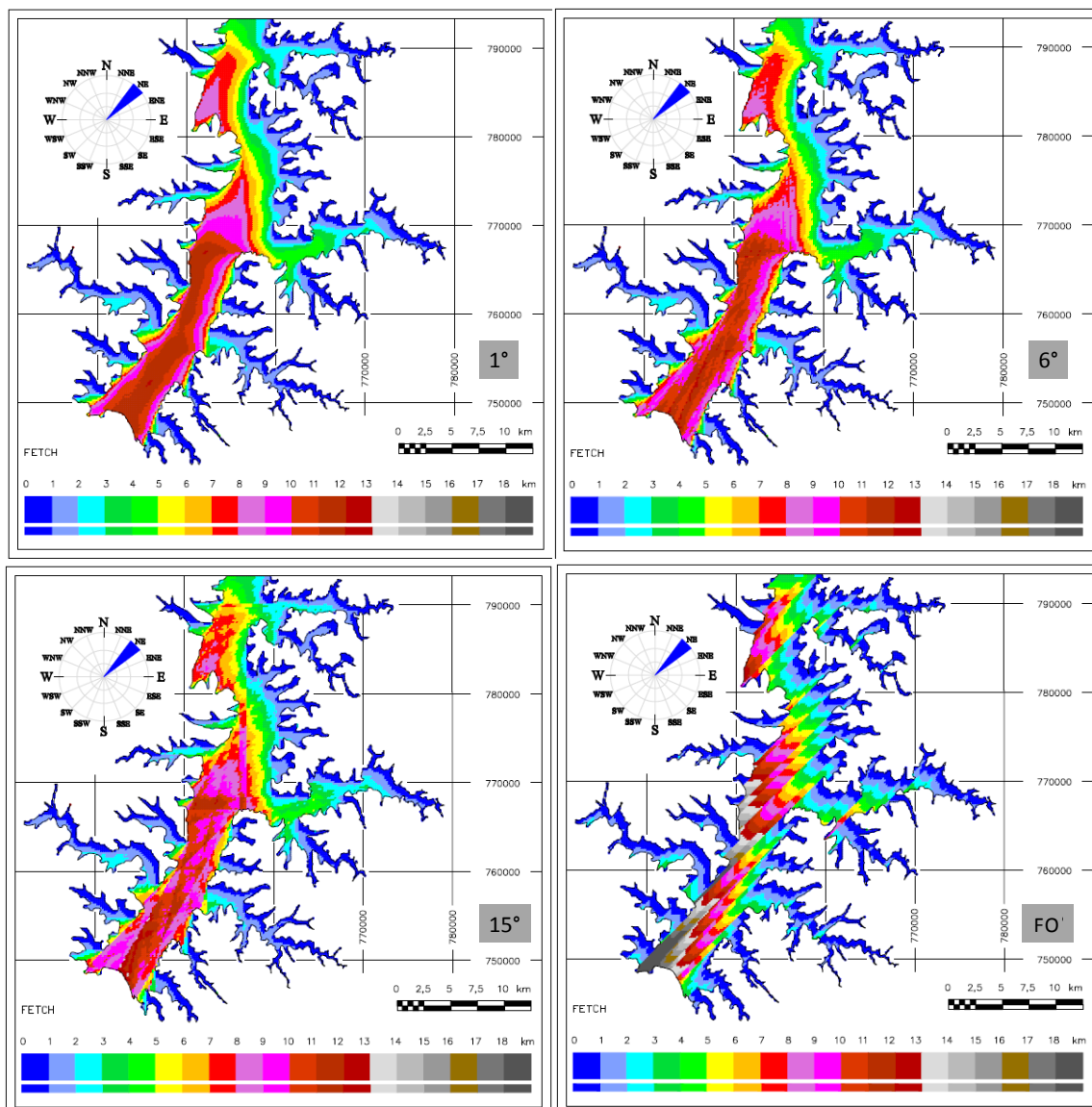


Figura 14 - Distribuição do *fetch* utilizando o método de Saville para os seguintes ângulos entre linhas auxiliares: 1°, 6°, 15° e a aplicação do método oceânico

Pelos resultados observa-se uma degradação crescente na qualidade da distribuição do *fetch* com o aumento do ângulo entre as linhas auxiliares. O caso extremo é representado pelas descontinuidades apresentadas no campo de *fetch* obtido pelo método oceânico.

2.3.4 Comparação entre métodos

Considerando a diversidade de métodos para a determinação do *fetch* e a variação da magnitude dos resultados, mostrou-se oportuna a comparação bidimensional de três métodos de determinação do *fetch*, aqui denominados: *fetch* oceânico (FO), *fetch* pelo método de Saville (MS) e *fetch* pelo método de Saville Modificado (MSM), apresentados no subitem 2.3. No processo de comparação, tanto no método de Saville (MS) quanto no método de Saville Modificado (MSM), foi adotada a resolução do ângulo de um grau entre linhas radiais.

Marques & Guetter (2011) avaliaram a distribuição do *fetch* para os métodos FO, MS e MSM na extremidade sul do reservatório de Itaipu (Figura 15). O método FO (Figura 15A) gerou uma distribuição de *fetch* com variações significativas devido à irregularidade da margem. Em contrapartida, os métodos MS e MSM apresentaram uma distribuição de *fetch* mais suavizada, sem variações intensas em pequenas distâncias.

Constatou-se que o *fetch* máximo foi de 24,5 km para FO (Figura 15A), 12,3 km para MS (Figura 15B) e 11 km para MSM (Figura 15C). Deste modo, fazendo-se uma comparação entre os valores máximos absolutos, o maior valor de *fetch* pelo método FO atingiu duas vezes e meia o comprimento obtido pelo método MS, e superou em até 2,8 vezes o *fetch* obtido pelo método MSM. Os resultados estão resumidos na Tabela 6.

Tabela 6 - Matriz de comparação entre os resultados absolutos obtidos pelos três diferentes métodos

	FO	MS	MSM
FO	Fmáx=24,47 km; distribuição tende a seguir o formato da margem; maior <i>fetch</i> ocorreu na margem a sotavento.	(FO/MS)max = 2,49 (FO/MS)máx-relat. = 2,0	(FO/MSM)max = 2,77 (FO/MSM)máx-relat. = 2,22
MS	(MS/FO)max = 0,4 (MS/FO)máx-relativo = 0,5	Fmáx = 12,27 km; distribuição suavizada; maior <i>fetch</i> pode ocorrer no centro do reservatório	(MS/MSM)max = 1,11; desvios maiores próximo às margens.
MSM	(MSM/FO)max = 0,361 (MSM/FO)máx-relat. = 0,45	(MSM/MS)max = 0,9; desvios maiores próximo às margens	Fmáx = 11,0km; distribuição suavizada; maior <i>fetch</i> pode ocorrer no centro do reservatório

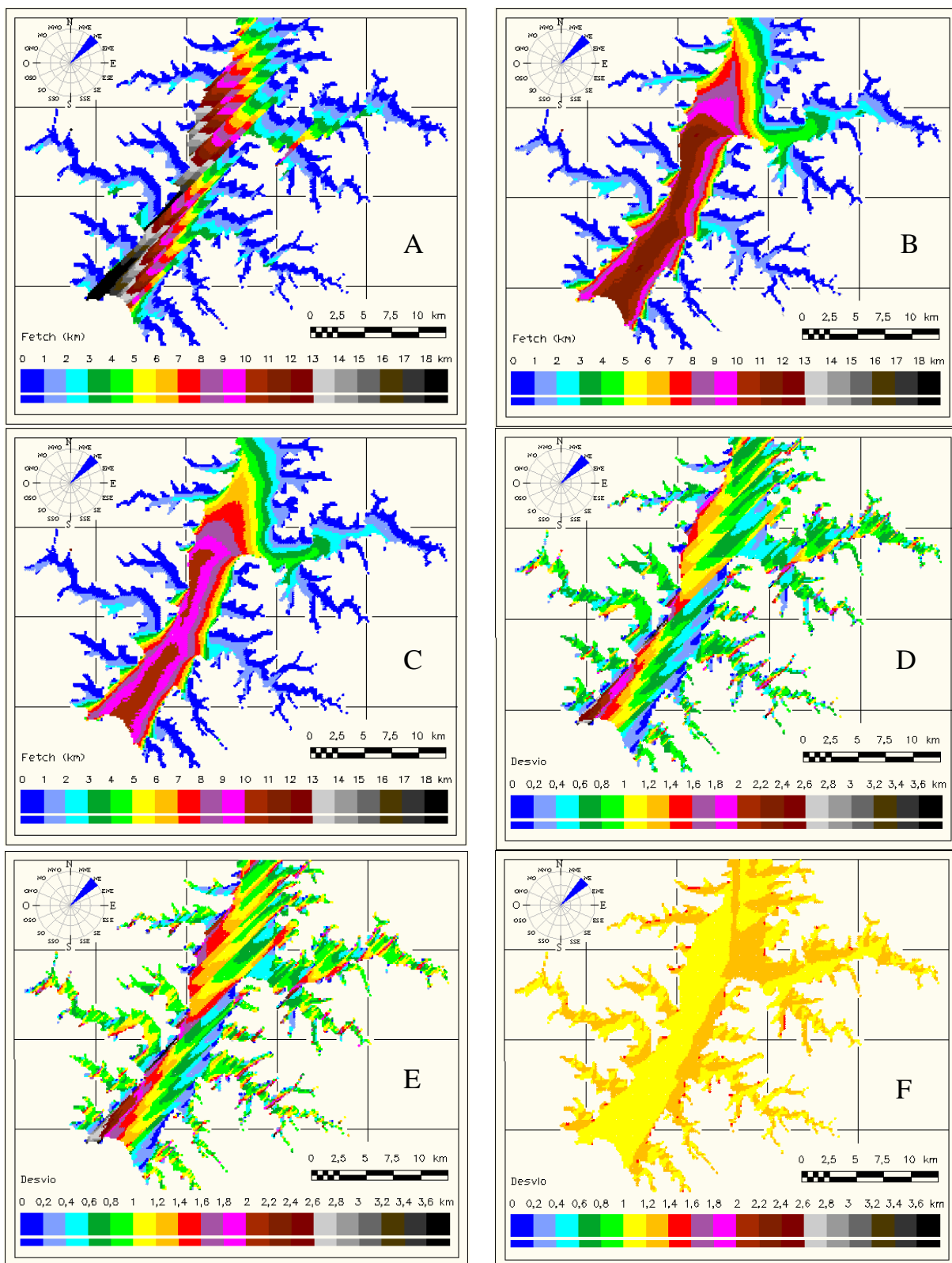


Figura 15 - Distribuição do *fetch* por FO (A), MS (B) e MSM (C) e desvios relativos FO/MS (D), FO/MS (E), MS/MSM (F) para vento de NE

Os máximos comprimentos de *fetch* ocorreram para diferentes locais na superfície do reservatório. A Figura 16 representa a localização dos *fetch* máximos para cada um dos métodos.

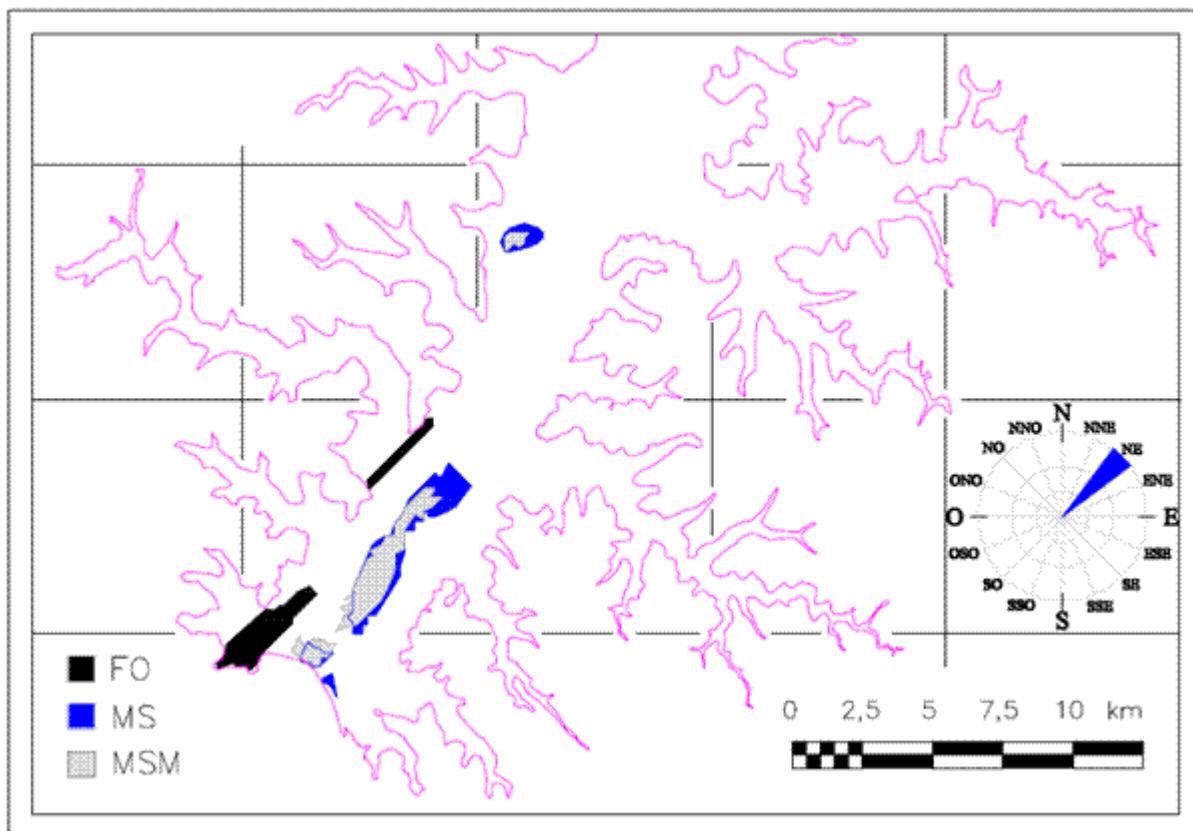


Figura 16 - Localização do domínio de 1% dos maiores valores de *fetch*

De acordo com o mapa gerado, pelo método FO os maiores valores de *fetch* localizam-se próximo à margem a barlavento, enquanto que pelos métodos MS e MSM as maiores ocorrências estão localizadas na região mais central do reservatório. Essa particularidade permite verificar a fragilidade do método manual de determinação do *fetch*, o qual induz o projetista a tentar localizar o *fetch* máximo na região próxima à margem a sotavento, quando na verdade esses pontos podem ocorrer na porção mais central do reservatório. Desta forma, ao determinar o *fetch* pelos métodos MS e MSM deve-se considerar que as ondas geradas na porção mais central da superfície do corpo de água podem atingir a margem por propagação.

Como um dos maiores interesses na determinação da distribuição do *fetch* é a obtenção do campo de ondas, decidiu-se por uma análise de sensibilidade de variação da altura da onda comparada a variações do *fetch*. Decidiu-se pela aplicação do método SMB a cada um dos nós da malha e determinação do campo de ondas correspondente a velocidades do vento de cinco, dez e quinze metros por segundo. Os resultados estão ilustrados na Figura 17.

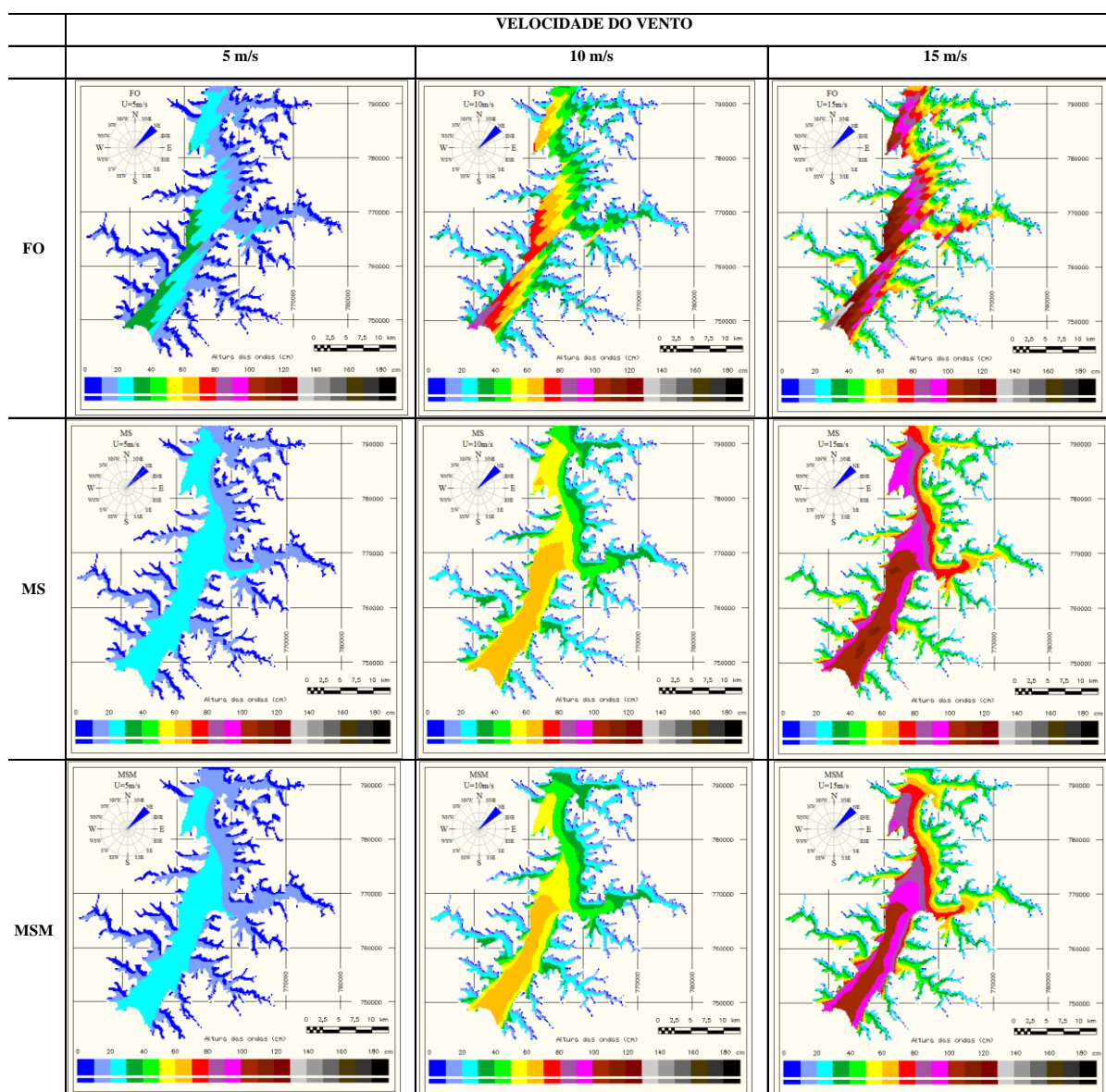


Figura 17 - Campos de ondas simulados pelo método SMB para vento vindo de NE

A Tabela 7 compara as razões entre alturas de onda para os diferentes métodos e para três velocidades de vento.

Tabela 7 - Razão entre os valores máximos do *fetch* e altura de ondas

Razão entre métodos de determinação do fetch	Razão entre comprimentos de fetch máximo	Razão entre alturas de ondas		
		U ₁₀ =5m/s	U ₁₀ =10m/s	U ₁₀ =15m/s
MS/MSM	1,11	1,04	1,03	1,04
FO/MS	2	1,31	1,32	1,33
FO/MSM	2,22	1,36	1,36	1,38

Nota-se que a razão entre as alturas máximas de ondas se manteve independente da variação do campo de ventos.

A análise quanto à intensidade permite ainda afirmar que a altura de onda obtida é menos sensível à escolha do método de determinação do *fetch*. Desvios máximos da ordem de 122% na determinação do *fetch* ocasionaram desvios da ordem de 38% na altura resultante da onda para ventos de 15 ms^{-1} .

2.3.5 Método rápido para determinação do *fetch* efetivo máximo

O maior *fetch* em um corpo de água representa, mesmo que indiretamente, a magnitude dos eventos gerados pela ação do vento naquele local. Uma discussão sobre as abordagens encontradas na literatura é feita na seção seguinte pela comparação do maior comprimento de *fetch* obtido pelo método de Saville (1954) com três dos métodos bastante difundidos. No processo de comparação foram selecionados os mapas de campos de *fetch* referentes às direções de ocorrência dos valores máximos de modo a demonstrar que, apesar de funcionarem para alguns corpos de água, não são aplicáveis a todos. Portanto, as direções representadas pelas imagens não precisam necessariamente coincidir, já que se referem à direção na qual ocorreu o maior comprimento do *fetch*.

2.3.5.1 Raiz quadrada da superfície

Entre as abordagens para tentar obter essa dimensão característica, não é incomum determinar o *fetch* como a raiz quadrada da superfície do reservatório (von Einem & Graneli, 2010; Gorham & Boyce, 1989; Fee *et al.*, 1996; Perez-Fuentetaja *et al.*, 1999; Snucins & Gunn, 2000). Conceitualmente o método considera a extensão do *fetch* máximo como sendo equivalente ao comprimento do lado de um quadrado hipotético de mesma área do reservatório. Para que o método pudesse ser testado decidiu-se por aplicá-lo aos reservatórios de San Roque e Saint Claire. Pelo aperfeiçoamento do método de Saville foram geradas dezesseis imagens da distribuição do *fetch* e selecionada a direção que resulta no maior valor para cada local, conforme mostrado na Figura 18. Os resultados são comparados na Tabela 8.

Tabela 8 - Aplicação do método do lado do quadrado equivalente ao reservatório de San Roque e ao lago Saint Claire

Local	País	Superfície (m^2)	Fetch máx (m)	(Superfície) ^{1/2}	Erro (%)
San Roque	Argentina	$1,4 \times 10^7$	3.680	3.742	1,45
Saint Claire	EUA e Canadá	$8,6 \times 10^8$	28.900	29.326	1,65

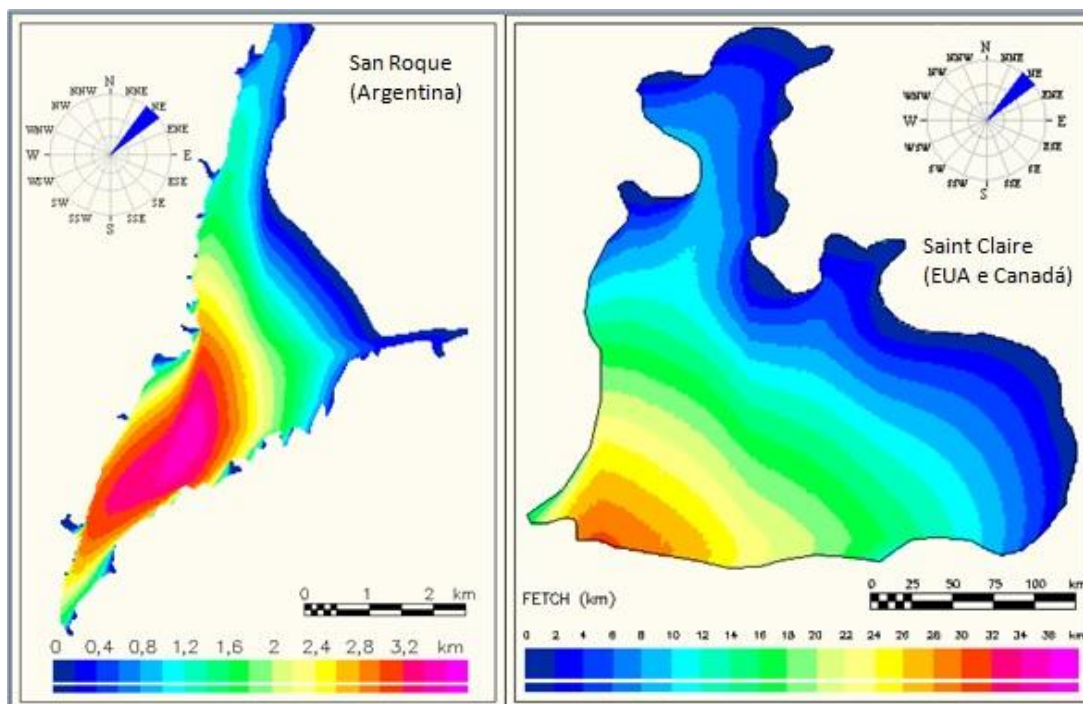


Figura 18 - Distribuição do *fetch* pelo método de Saville para o reservatório de San Roque (Argentina) e o lago Saint Claire (EUA e Canadá)

A representação da magnitude do *fetch* como a raiz quadrada da superfície do corpo de água gerou erros inferiores a 2%. No entanto, aplicando-se o mesmo método aos reservatórios de Salto Caxias e Jurumirim (Figura 19), e comparando os resultados na Tabela 9, são constatados erros significativos do método para reservatórios sinuosos e dendríticos.

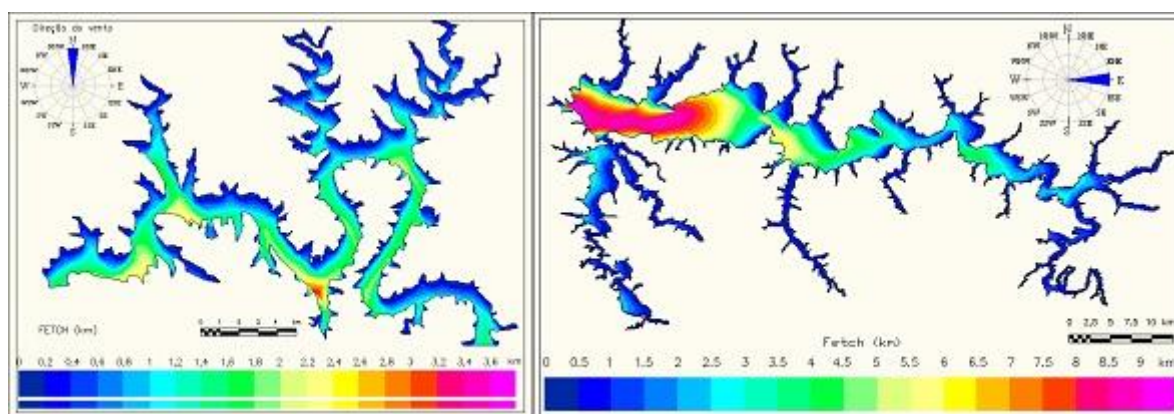


Figura 19 - Distribuição do *fetch* na direção de maior ocorrência nos reservatórios de Salto Caxias (esquerda) e Jurumirim

Tabela 9 - Aplicação do método do lado do quadrado equivalente aos reservatórios de Salto Caxias e Jurumirim

Local	País	Superfície (m ²)	<i>Fetch</i> máx (m)	(Superfície) ^{1/2}	Erro (%)
Salto Caxias	Brasil	8,7x10 ⁷	3.310,0	9.327,37	64,5
Jurumirim	Brasil	4,0x10 ⁸	9.300,0	20.000,0	53,5

2.3.5.2 Método do raio equivalente

Outro modelo utilizado na tentativa de caracterizar uma dimensão característica do reservatório consiste em relacioná-la ao raio gerado por uma circunferência hipotética de área igual à superfície do reservatório. Aplicando o método à porção sul do reservatório de Itaipu e ao reservatório de Texoma, no estado Norte-Americano do Texas, são obtidos os resultados na Figura 20 e na Tabela 10.

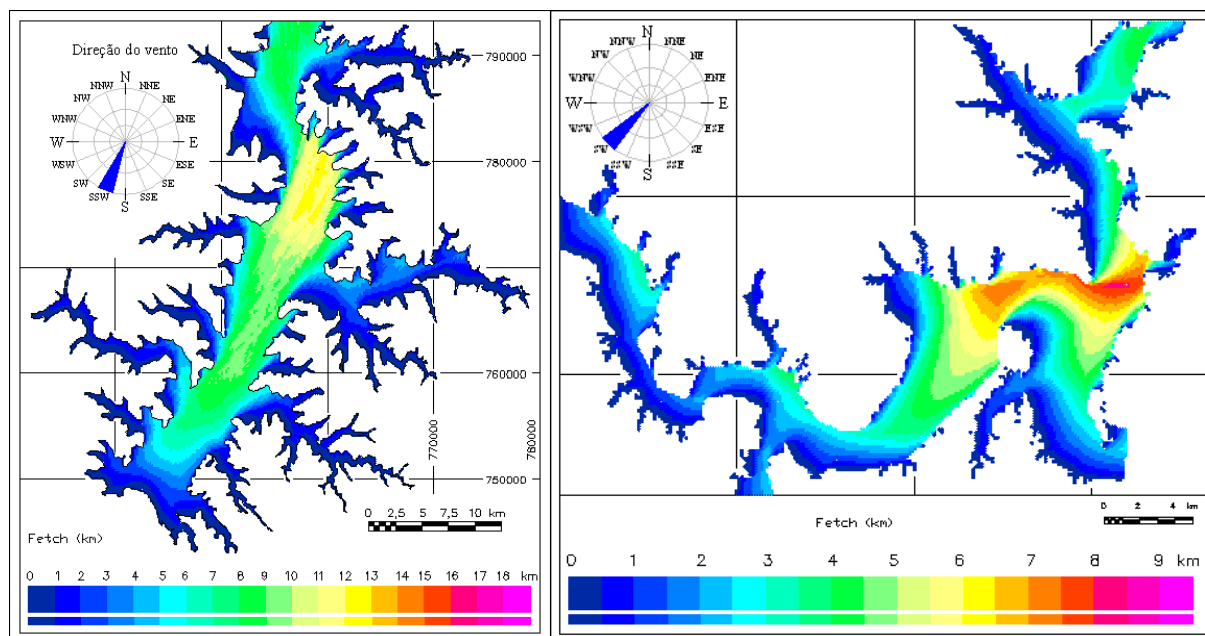


Figura 20 - Distribuição do *fetch* em Itaipu (esquerda) e Texoma

Tabela 10 - Aplicação do método do raio equivalente aos reservatórios de Itaipu e Texoma

Local	País	Superfície (m ²)	<i>Fetch</i> máx (m)	Raio equivalente	Erro (%)
Itaipu (sul)	Brasil	6×10^8	13.000	13.820	4,85
Texoma	EUA	$2,46 \times 10^8$	8.420	8.849	5,93

O método se mostrou adequado para os locais considerados. No entanto, aplicando-se o mesmo método à Lagoa dos Patos e ao reservatório de Molinos (Figura 21), e comparando os resultados na Tabela 11, verifica-se a limitação do método.

Tabela 11 - Aplicação do método do raio equivalente à Lagoa dos Patos e ao reservatório Molinos

Local	País	Superfície (m ²)	<i>Fetch</i> máx (m)	Raio equivalente	Erro (%)
Lagoa dos Patos	Brasil	$9,3 \times 10^9$	82.032	54.408	50,71
Molinos	Argentina	$1,95 \times 10^7$	3.910	2.431	56,94

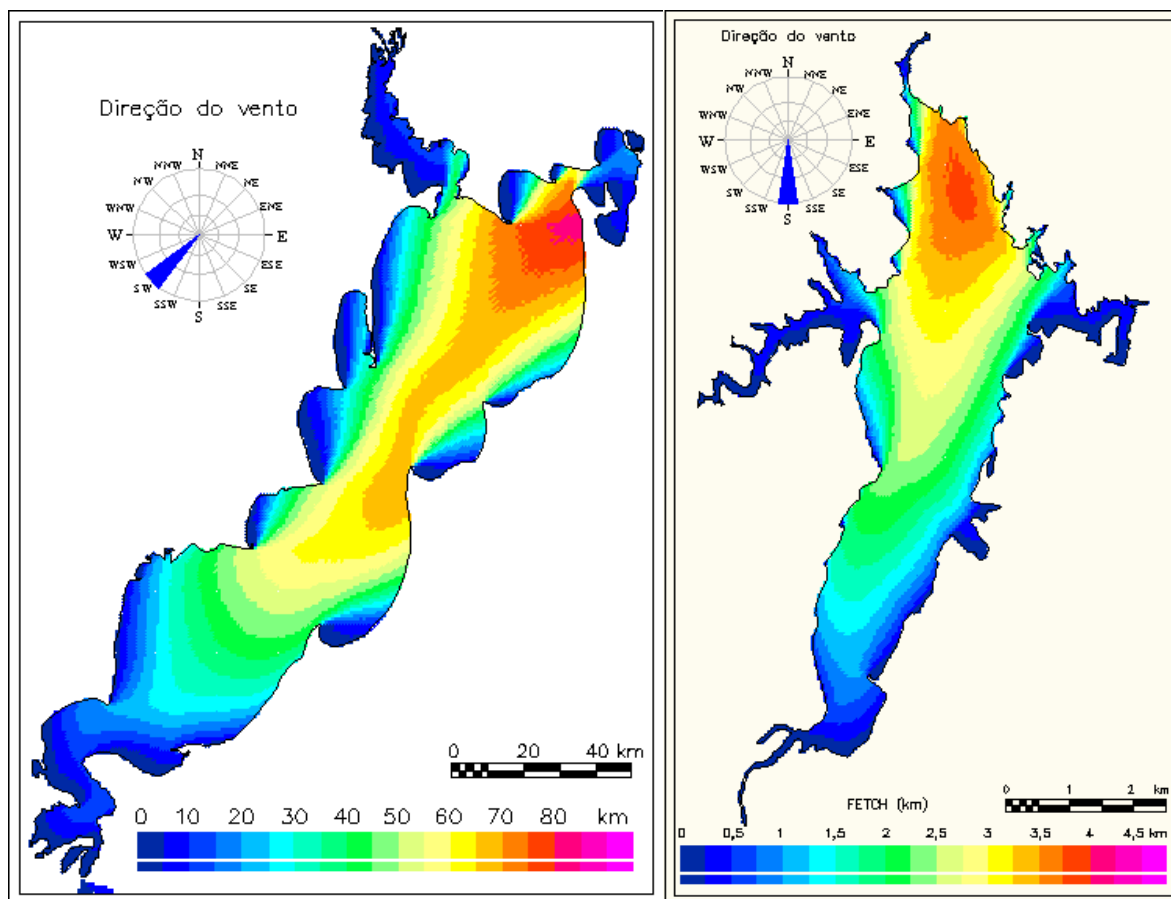


Figura 21 - Distribuição do *fetch* na Lagoa dos Patos (esquerda) e no reservatório de Molinos

Da mesma forma como ocorreu com o método da raiz quadrada da superfície, esse método não se mostrou suficientemente geral.

2.3.5.3 Razão entre área e perímetro

Um terceiro método utilizado na determinação de um *fetch* característico consiste em relacionar a maior extensão do *fetch* ao comprimento obtido pela relação entre a área e o perímetro do contorno do reservatório. Aplicando o método ao lago Saint Claire, verifica-se, pela tabela seguinte, que os resultados foram considerados adequados.

Tabela 12 - Aplicação do método pela razão entre a área e o perímetro aplicado ao lago Saint Claire

Local	País	Superfície (m ²)	Fetch máx (m)	Área/Perímetro (m)	Erro (%)
Saint Claire	EUA e Canadá	8,6x10 ⁸	28.900	28.289	2,16

Decidiu-se também pela aplicação do método aos reservatórios de Porto Primavera (sudeste do Brasil) e de Vossoroca (sul do Brasil), cujos mapas temáticos referentes às

direções de maior *fetch* estão ilustrados na Figura 22. A Tabela 13 compara os erros do método, que foram significativos para essas configurações de reservatórios.

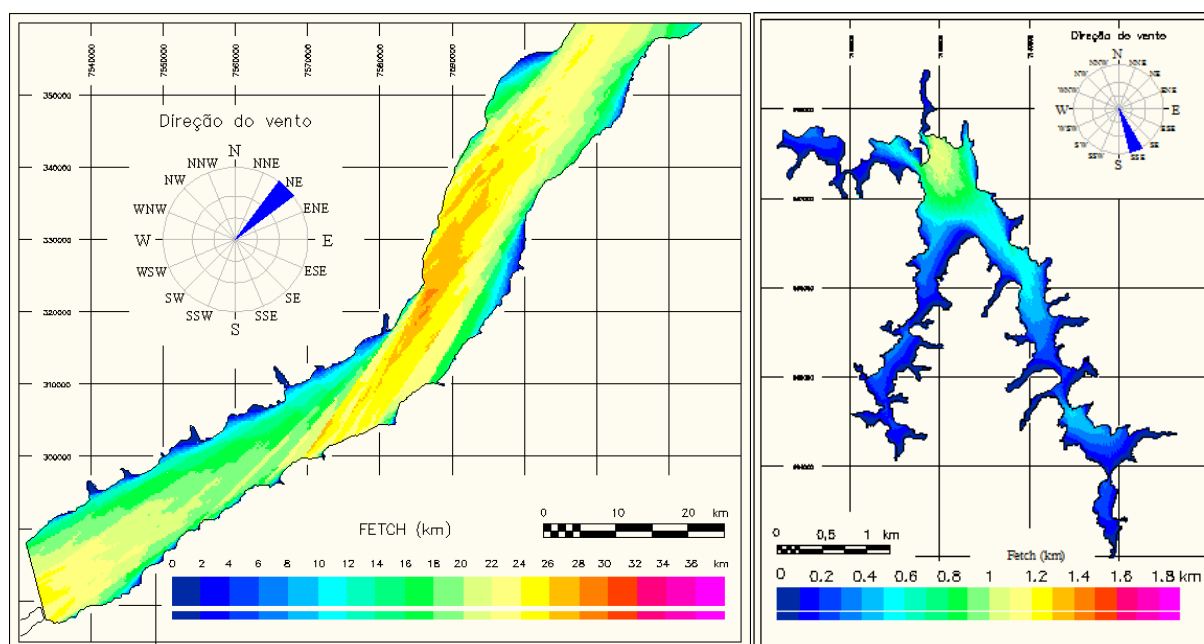


Figura 22 - Distribuição do *fetch* nos reservatórios de Porto Primavera (esquerda) e o Vossoroca
Tabela 13 - Aplicação do método aos reservatórios de Porto Primavera e Vossoroca

Local	País	Superfície (m ²)	<i>Fetch</i> máx (m)	Área/Perímetro	Erro (%)
Porto Primavera	Brasil	1,3x10 ⁹	28.100	100.010	71,9
Vossoroca	Brasil	3,4x10 ⁶	1.150	3.716	69,1

Os métodos apresentados são condicionados pelo conhecimento prévio da superfície e do perímetro do corpo de água. O valor da superfície pode ser obtido com certa facilidade mediante uma rápida busca pela WEB. Já o perímetro não é encontrado tão facilmente, dificultando a aplicação do método. Outra dificuldade refere-se à dependência do perímetro à resolução da imagem utilizada.

2.3.5.4 Conceito do método Rápido

O *fetch* é uma variável que pode sintetizar o efeito do contorno das margens sobre as ondas geradas pelo vento em um reservatório, mas é necessário que sejam feitas algumas considerações sobre sua estimativa. O *fetch* descrito como um segmento de reta, comumente tratado como *fetch* oceânico, apesar de adequadamente utilizado em águas oceânicas e possuir forte apelo intuitivo, por desprezar a influência da largura, se mostra inadequado para águas com restrição de margens.

O cálculo do *fetch* efetivo como proposto por Saville, por sua vez, por tratar-se de um processo essencialmente geométrico, raramente é influenciado por toda a extensão do reservatório. Para locais de formatos mais ou menos regulares, há grande chance de que as linhas auxiliares que geram o maior *fetch* alcance todo o reservatório, como mostrado pelos corpos de água da Figura 23.

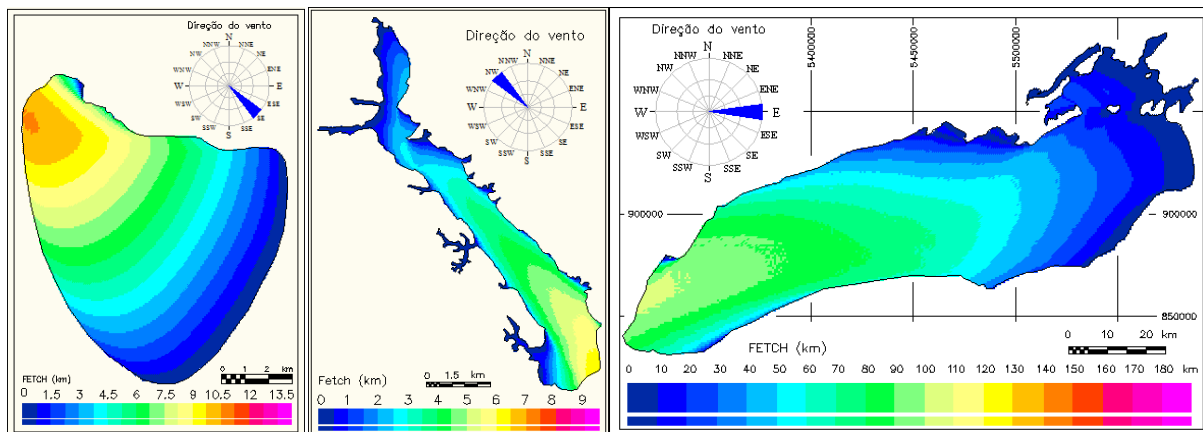


Figura 23 - Exemplos em que o *fetch* máximo alcança todo o corpo de água: Lagoa Barros (esquerda), Reservatório de Jesuína (centro) e Lago Ontário (direita)

Já para casos de formato dendrítico ou sinuoso, bem mais comuns, a determinação do *fetch* efetivo geralmente restringe-se a subáreas, invalidando métodos que considerem a totalidade da superfície do reservatório. Exemplos desse tipo são mostrados na Figura 24.

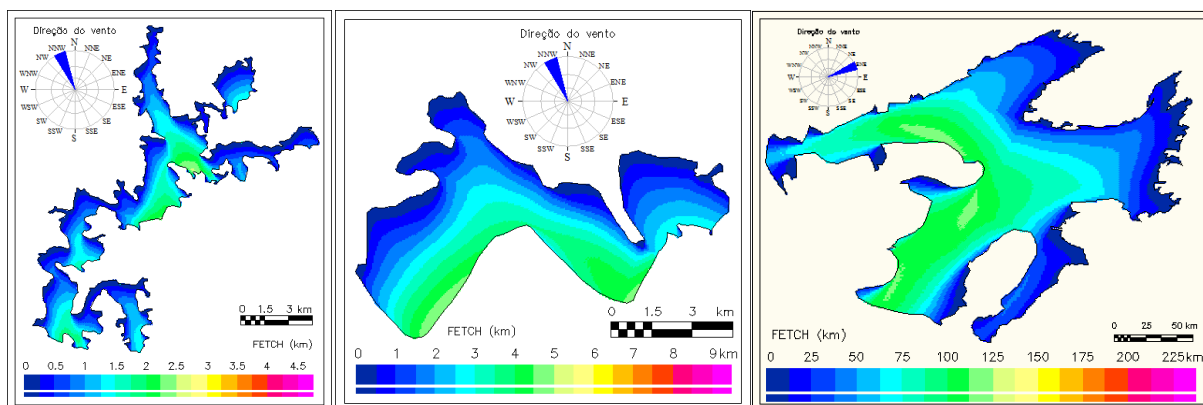


Figura 24 - Exemplo de ocorrência do *fetch* em sub-regiões nos reservatórios de Ernestina (esquerda), Palmital (centro) e no Lago Great Bear (direita)

A irregularidade da forma pode ser agravada pela presença de sinuosidade, como ilustra a Figura 25.

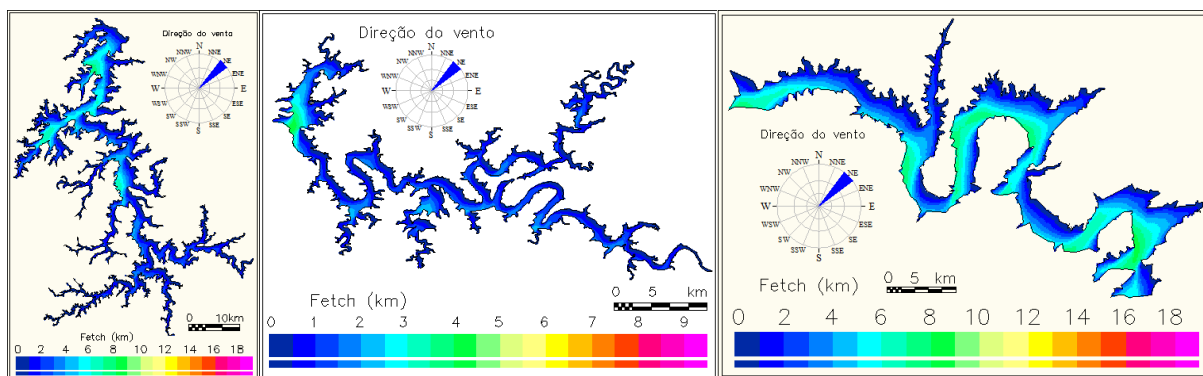


Figura 25 - Sinuosidade nos reservatórios de Três Marias, Salto Santiago e Itaparica
Fonte: Marques (2013)

Deste modo, uma solução geral para a determinação do *fetch* parece apontar para um método que adote a delimitação da área que contribui efetivamente para a obtenção do *fetch* máximo. O diagrama esquemático ilustrado na Figura 26 serve para fundamentar a hipótese de que o maior comprimento do *fetch* está relacionado à maior sub-região do corpo de água.

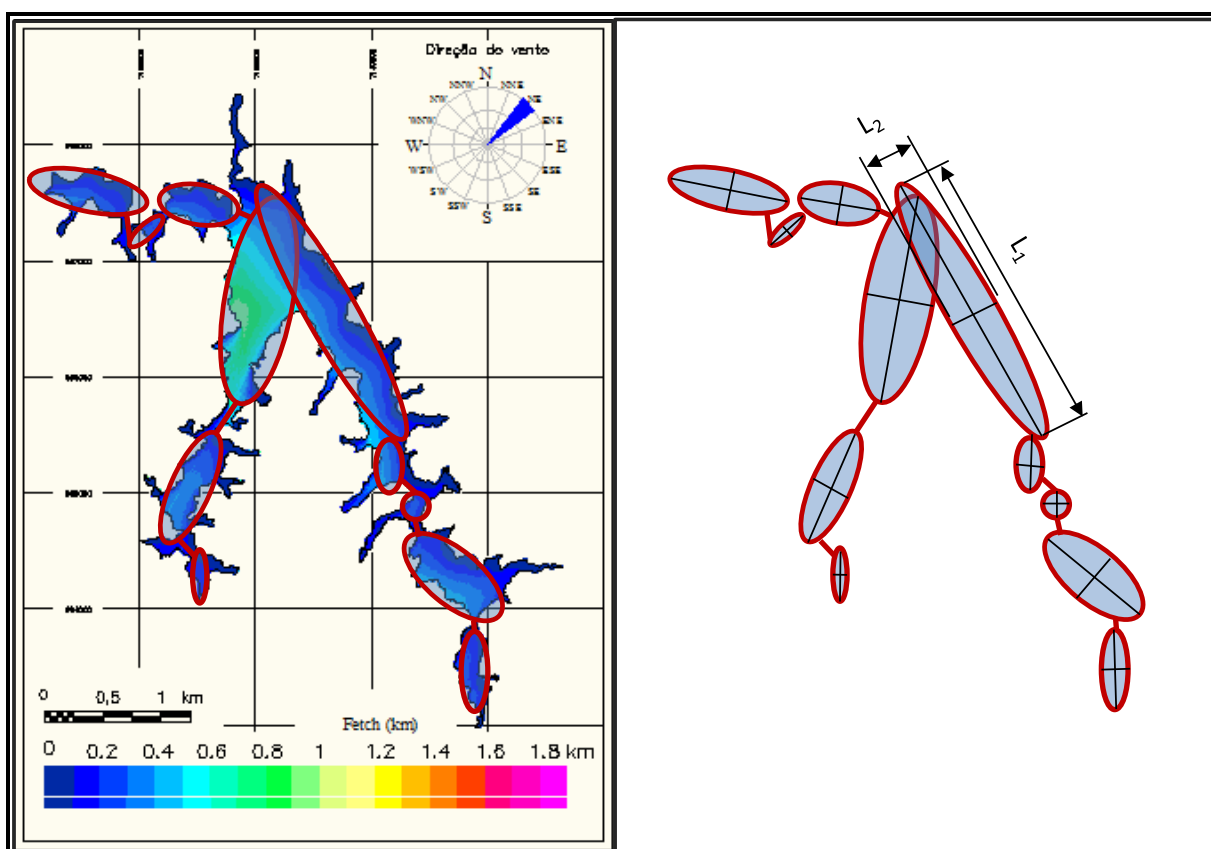


Figura 26 - Diagrama conceitual de delimitação das sub-regiões que contribuem para a geração da onda no reservatório de Vossoroca

Cada sub-região pode ser identificada pelos dois maiores eixos que sejam

perpendiculares entre si (L_1 e L_2). Então o problema consiste em se determinar a maior superfície livre do reservatório, a qual deve corresponder a uma subárea, e relacioná-la à maior extensão do *fetch*. Considerando essa fundamentação, desenvolveu-se um método com o objetivo de determinar de modo rápido o maior *fetch* efetivo em um corpo de água qualquer conforme este procedimento:

- 1) traça-se a maior reta livre de comprimento L_1 ;
- 2) traça-se um segundo segmento de reta, tão extensa quanto possível, perpendicular à primeira, de comprimento L_2 ;
- 3) a composição das linhas dá origem a um trapézio com área $L_1 L_2 / 2$.

A aplicação do método rápido é ilustrada na Figura 27, para reservatórios com diferentes formas e tamanhos.

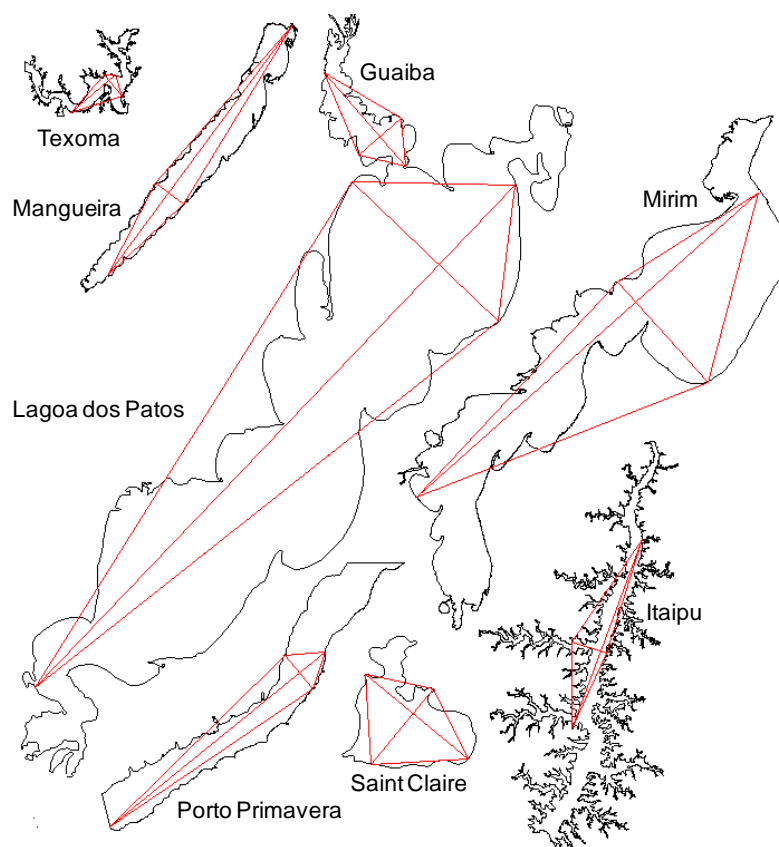


Figura 27 - Determinação dos comprimentos L_1 e L_2 do método Rápido

A etapa de determinação da equação que correlacione o maior *fetch* pelo método de Saville ao produto dos dois comprimentos (L_1 e L_2) foi precedida pela geração de 16 mapas de distribuição de *fetch* para cada um dos 68 corpos de água modelados, entre lagos e reservatórios, totalizando 1088 mapas. A relação dos corpos de água, os valores máximos de *fetch* e os respectivos comprimentos L_1 e L_2 estão mostrados na Tabela 14.

Tabela 14 - Dados geométricos de 1088 mapas de distribuição do *fetch*

	Local	L1 (m)	L2 (m)	$\eta=L2/L1$	$(L1 \times L2/2)^{0,5}$	Fetch máx (m)		Local	L1 (m)	L2 (m)	$\eta=L2/L1$	$(L1 \times L2/2)^{0,5}$	Fetch máx (m)
1	Araruama	25400	9960	0,39	11246,9	11120	36	Mangueira	96800	10700	0,11	22757,0	23900
2	Balbina	73230	44200	0,60	40229,1	35620	37	Maricá	6650	3680	0,55	3498,0	4270
3	Bariri	5370	4470	0,83	3464,4	2810	38	Michigan	485000	134000	0,28	180263,7	196200
4	Barra Grande	5046	4530	0,90	3380,7	2540	39	Mirim	141000	41900	0,30	54350,3	52190
5	Barros	14100	11050	0,78	8826,2	10610	40	Molinos	10180	3455	0,34	4193,6	3910
6	Billings	11950	3830	0,32	4783,7	3580	41	Ontario	298000	87800	0,29	114377,4	131900
7	Caneu	2360	2060	0,87	1559,1	1060	42	Palmas	5640	2150	0,38	2462,3	2080
8	Carlyle	22400	5710	0,25	7997,0	8700	43	Palmital	10800	7880	0,73	6523,2	5930
9	Caxiuanã	42100	26900	0,64	23795,9	17310	44	Paminhas	3050	2830	0,93	2077,4	1530
10	Coari	55830	16170	0,29	21245,8	17920	45	Paraguaçu	14750	4530	0,31	5780,0	4810
11	Denison	17000	8300	0,49	8399,4	8300	46	Passo Real	21450	13100	0,61	11853,2	8830
12	Emborcação	21750	14270	0,66	12457,4	11260	47	Ponte Nova	8100	4810	0,59	4413,7	3410
13	Erie	377000	93500	0,25	132758,2	143000	48	Porto Colômbia	21390	5480	0,26	7655,6	5260
14	Ernestina	5370	3950	0,74	3256,6	2625	49	Porto Primavera	86000	17000	0,20	27037,0	28100
15	Foz do Areia	3710	3650	0,98	2602,1	2120	50	Quadros	14500	12620	0,87	9565,3	12050
16	Funil	6580	2040	0,31	2590,7	2450	51	Rosana	21140	3800	0,18	6337,7	6450
17	Furnas	17770	11030	0,62	9899,6	7630	52	Salto Caxias	7800	4200	0,54	4047,2	3310
18	Great Bear	299850	141300	0,47	145548,6	137600	53	Salto Ozório	7450	2110	0,28	2803,5	2610
19	Great Slave	211590	159482	0,75	129893,8	136200	54	Salto Santiago	10620	5230	0,49	5269,8	4220
20	Guaíba	38100	17100	0,45	18048,7	17920	55	San Roque	7330	3100	0,42	3370,7	3680
21	Guarapiranga	7810	4030	0,52	3967,0	3620	56	São Simão	36380	10230	0,28	13641,2	8430
22	Huron	356000	213000	0,60	194715,2	192000	57	Saquarema	7110	4810	0,68	4135,2	4230
23	Ilha Solteira	35800	13900	0,39	15773,7	12700	58	Sobradinho	102000	20100	0,20	32017,2	28800
24	Itá	8730	4370	0,50	4367,5	3460	59	St Claire	41200	30400	0,74	25024,8	28900
25	Itaipu	59000	9100	0,15	16384,4	12900	60	Superior	469000	260000	0,55	246921,0	253100
26	Itaipu-sul	39600	13600	0,34	16409,8	12900	61	Tapajós	151700	33770	0,22	50610,8	32440
27	Itaparica	24550	9910	0,40	11029,3	10120	62	Texoma	17800	8870	0,50	8885,0	8220
28	Itapeva	32270	6620	0,21	10335,1	8955	63	Três Irmãos	85390	9802	0,11	20457,2	11210
29	Itumbiara	37850	11230	0,30	14578,3	12520	64	Três Marias	29080	6790	0,23	9936,1	9110
30	Jaguara	9040	3080	0,34	3731,2	3420	65	Tucuruí	85360	42670	0,50	42675,0	39490
31	Jesuina	19850	4760	0,24	6873,4	6330	66	Volta Grande	18720	5670	0,30	7285,0	6230
32	Juparana Mirim	6250	1760	0,28	2345,2	2630	67	Vossoroca	2580	915	0,35	1086,4	1150
33	Jurumirim	27700	9340	0,34	11373,6	9300	68	Xingu	93800	14200	0,15	25806,6	23215
34	Lagoa dos Patos	215000	62400	0,29	81902,4	82000							
35	Mamia	23400	7090	0,30	9107,9	8115							

A relação entre o maior comprimento de *fetch* e o produto dos comprimentos perpendiculares (L_1 e L_2) é mostrada na Figura 28, com adoção do seguinte ajuste exponencial:

$$F_{máx} = \left[\frac{L_1 L_2}{2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad [23]$$

Portanto, pelo método aqui apresentado, a maior extensão do *fetch* efetivo para um reservatório qualquer pode ser obtida por meio de uma operação matemática elementar, com base na extração da raiz quadrada da área do trapézio gerado pelos comprimentos (L_1 e L_2) perpendiculares entre si. Observa-se que nem a direção, nem a localização do maior *fetch* são de interesse do método.

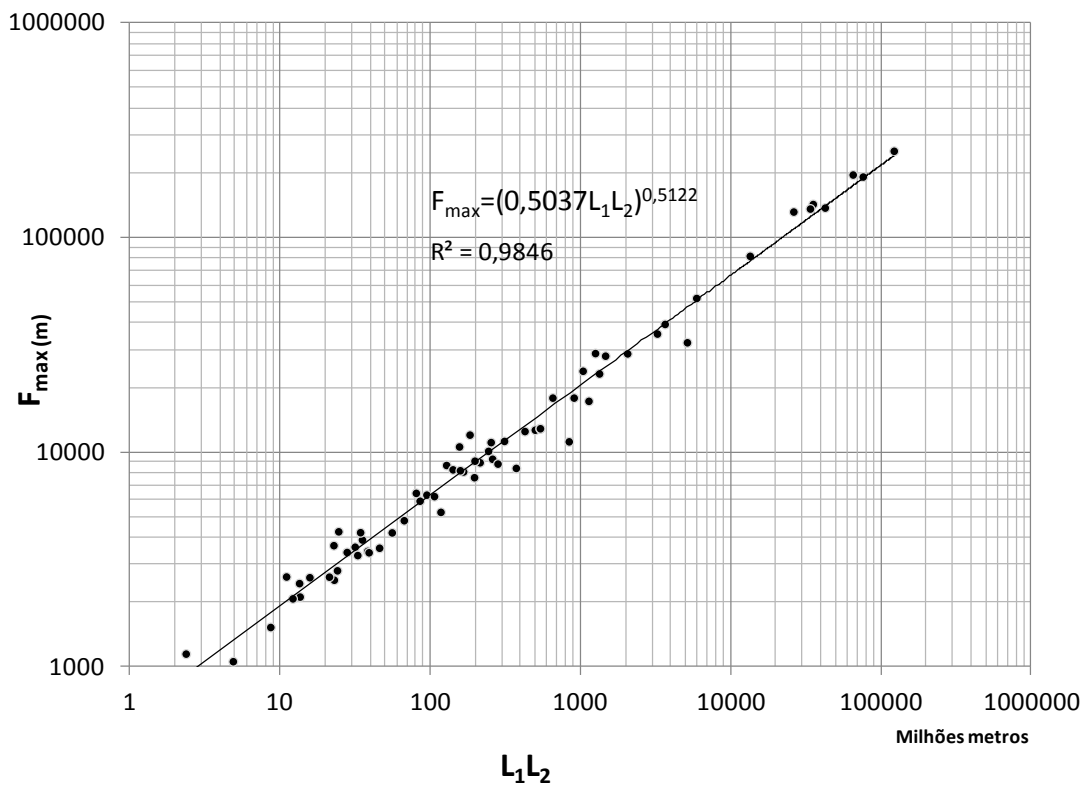


Figura 28 - Ajuste exponencial do maior *fetch* ao produto dos comprimentos L_1 e L_2

Com base na Equação [23], foi gerado o diagrama da Figura 29.

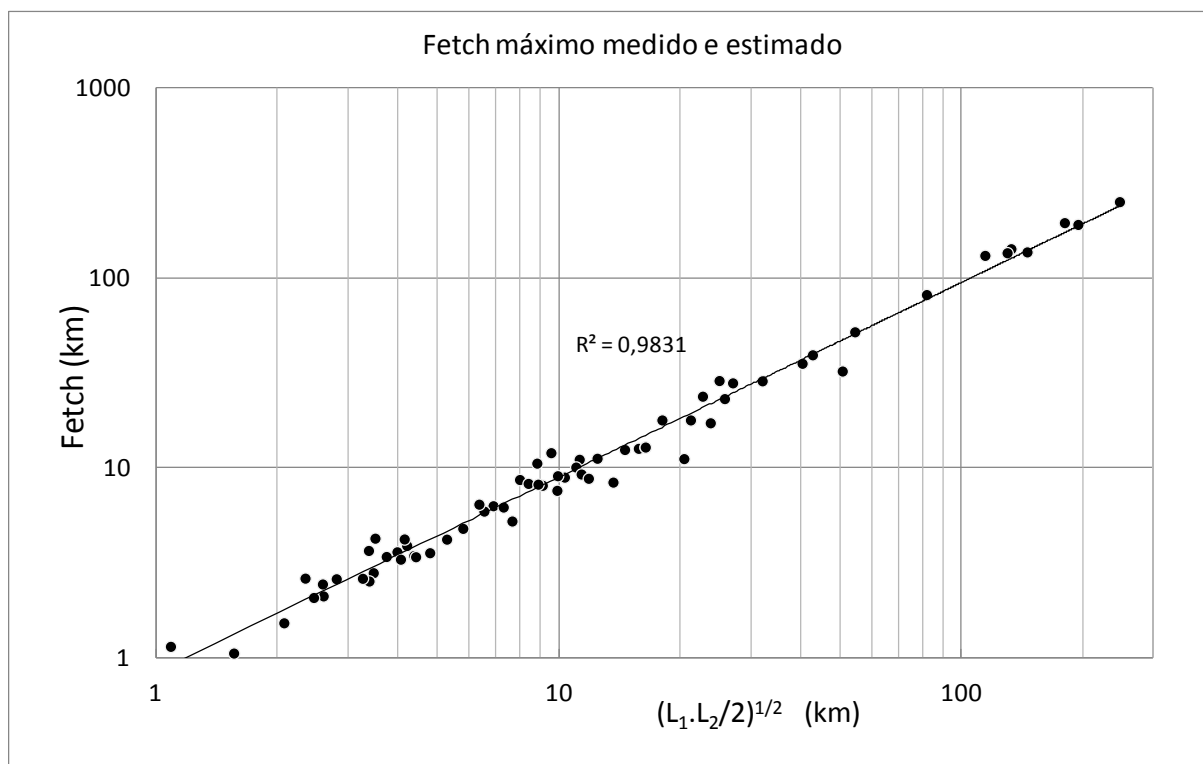


Figura 29 - Comparação entre *fetch* máximo calculado de modo direto e indireto

A medida de qualidade do modelo em relação à capacidade de estimar o *fetch* máximo foi feita obtendo-se um coeficiente de determinação de 98,46%.

Além do caráter fundamental em permitir a determinação rápida de elementos de onda como a amplitude, o período e o comprimento, com base em equações paramétricas, o *fetch* máximo permite classificar o corpo de água de acordo com a magnitude das maiores alturas de ondas geradas pelo vento.

Por tratar-se de um método geométrico, sua aplicação torna possível a obtenção do maior *fetch*, por exemplo, diretamente sobre imagens de satélite, pela utilização de programas de acesso gratuito, como o *Google Earth*.

2.3.6 Comparação entre métodos de *fetch*: uma abordagem geral

A comparação entre os resultados bidimensionais dos métodos Oceânico e de Saville, que são os dois métodos mais difundidos para determinação do *fetch*, resultou na razão dos respectivos comprimentos, correspondendo a 2,5. Esse resultado foi condicionado por dois fatores: (1) o mapa de desvio entre os resultados foi traçado para um corpo de água específico, dificultando a generalização dos resultados; e (2) foi eleita a direção nordeste por corresponder à direção do maior *fetch* efetivo, comprometendo uma generalização do resultado para as demais direções.

Usou-se o método Rápido para se determinar o *fetch* máximo com base no comprimento L_1 , o qual corresponde ao *fetch* Oceânico. Deste modo, pela definição do *fetch* máximo pelo método rápido e convencionando que $L_2 = \eta L_1$ tem-se:

$$F_s = (L_1 \cdot L_2 / 2)^{1/2} \quad [24]$$

$$F_s = (L_1 \cdot \eta \cdot L_1 / 2)^{1/2} \quad [25]$$

$$F_s = L_1 (\eta / 2)^{1/2} \quad [26]$$

$$F_s = FO (\eta / 2)^{1/2} \quad [27]$$

$$F_s / FO = (\eta / 2)^{1/2} \quad [28]$$

Aplicando-se a Equação [28] à porção sul do reservatório de Itaipu ($\eta=0,34$) obteve-se $(F_s/FO) = 0,41$, com erro da ordem de 25%. O comprimento máximo do *fetch* obtido pelo método de Saville foi de 12,3 km (Marques & Guetter, 2011). O maior comprimento pelo método Oceânico é de 39,6 km, de acordo com a Tabela 14.

O erro de 25% é considerado suficientemente baixo para permitir a comparação entre os resultados produzidos por estudos que adotaram quaisquer dos dois métodos (Figura 30).

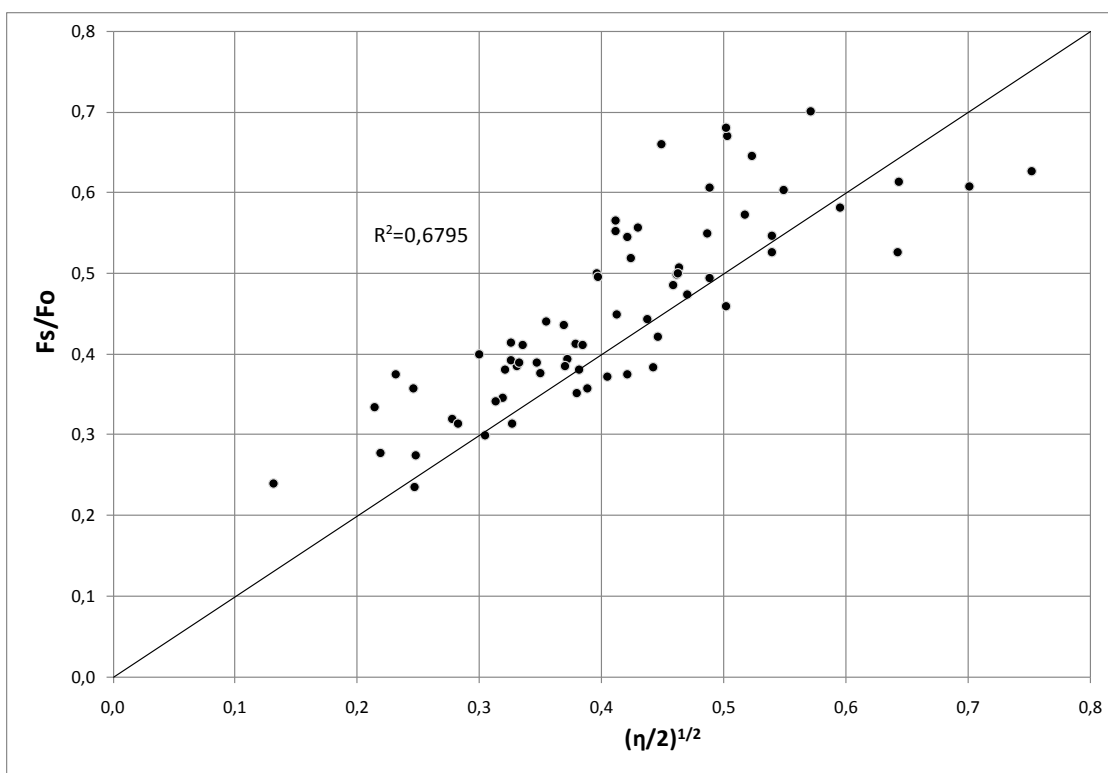


Figura 30 - Comparação entre métodos de determinação do *fetch*

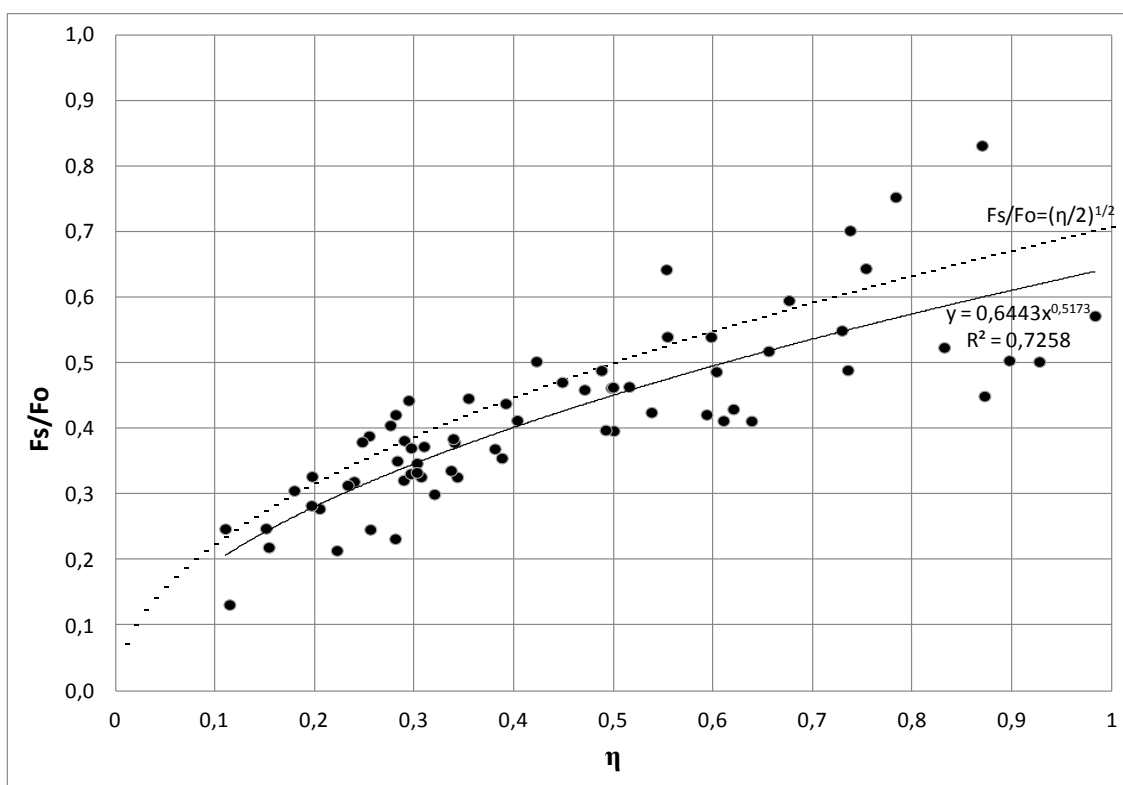


Figura 31 - Comparação entre valores teóricos e calculados baseados em η

Na análise dos diagramas da Figura 30 e da Figura 31 há que se considerar a independência entre a direção do comprimento L_1 e da maior extensão do *fetch* obtida pelo método de Saville. Os diagramas revelam que, para os corpos de água analisados, o método Oceânico gera resultados sempre superiores ao método de Saville. Na Figura 31 percebe-se ainda que quanto mais estreito o corpo de água, maior o desvio do resultado entre os métodos. Para formatos em que o comprimento L_2 é da ordem de 10% do comprimento L_1 , o método Oceânico gera valores de *fetch* máximo da ordem de cinco vezes superior ao obtido pelo método de Saville. Para locais de largura em torno de 50% do comprimento, o método Oceânico produz *fetch* máximo em torno do dobro do obtido pelo método de Saville. Para corpo de água de largura igual ao comprimento, o método Oceânico determina comprimentos quase 50% superiores aos do método de Saville.

2.4 MODELOS DE PREVISÃO DE ONDAS

O estudo de ondas em águas continentais foi construído sobre o conhecimento historicamente acumulado em águas oceânicas. Fazendo um breve apanhado histórico, até por volta do ano de 1960 os modelos de previsão utilizados denominavam-se modelos paramétricos. Tais modelos permitiam a estimativa da altura da onda em determinado ponto na superfície do oceano pela utilização de equações parametrizadas em elementos como o *fetch*, a intensidade do vento e, em alguns casos, a duração do vento.

Com a concepção dos computadores os métodos paramétricos foram continuamente substituídos por modelos numéricos, os quais são desenvolvidos com vistas a uma abordagem fenomenológica de base física. Nestes são considerados os mecanismos de crescimento e dissipação da onda, influência das condições topo-batimétricas locais, influências não lineares ocasionadas pela interação entre ondas e a possibilidade de consideração de campo de vento não uniforme. Além dos resultados mais realistas, os métodos numéricos permitem a geração de resultados bidimensionais e dinâmicos.

Neste trabalho, os métodos para determinar o crescimento de ondas foram agrupados em: (1) Empíricos; (2) Paramétricos de altura máxima; (3) Paramétricos de altura significativa; (4) Estatísticos; e (5) Numéricos. Quanto à aplicabilidade, os três primeiros caracterizam-se pela possibilidade de utilização de consulta direta a diagramas e ábacos. Os métodos estatísticos tratam da relação restrita entre a dependência de séries históricas de ventos e ondas. Os modelos numéricos são de base física com aplicação de métodos numéricos para a sua solução, incluindo soluções espectrais.

2.4.1 Modelo empírico de Beaufort

Em águas oceânicas quando a onda atinge o pleno desenvolvimento e ainda permanece recebendo a ação do vento, a altura da onda passa a depender da extensão do *fetch* percorrido e da velocidade do vento. No caso hipotético de uma embarcação em alto mar observando as condições de vento e ondas, o *fetch* pode ser considerado constante devido à pequena velocidade da embarcação. Nessas condições diz-se que a condição de “mar completamente desenvolvido” foi atingida e, para alguém na embarcação, a altura de onda passa a depender somente da intensidade do vento. O almirante da Marinha Inglesa, Francis Beaufort, fazendo uso dessa relação entre a intensidade do vento e a altura da onda, publicou em 1806 uma tabela que relaciona o vento com a altura de onda, e seus impactos no mar e na terra (Nicolodi, 2007). A escala Beaufort (Tabela 15) é composta por treze classes (0 a 12) que relacionam a velocidade do vento às alturas de onda estimadas por observações visuais.

Tabela 15 - Escala Beaufort de velocidades do vento e ondas

Grau	Designação	nós	km/h	m/s	Aspecto do mar	Efeitos em terra
0	<i>Calmaria</i>	<1	<2	<1	Espelhado	Fumaça sobe na vertical
1	<i>Bafagem</i>	1 a 3	2 a 6	1 a 2	Pequenas rugas na superfície do mar	Fumaça indica direcção do vento
2	<i>Aragem</i>	4 a 6	7 a 11	2 a 3	Ligeira ondulação sem rebentação	As folhas das árvores movem; os moinhos começam a trabalhar
3	<i>Fraço</i>	7 a 10	13 a 19	4 a 5	Ondulação até 60 cm, com alguns <i>carneiros</i>	As folhas agitam-se e as bandeiras desfraldam ao vento
4	<i>Moderado</i>	11 a 16	20 a 30	6 a 8	Ondulação até 1.5 m, <i>carneiros</i> frequentes	Poeira e pequenos papéis levantados; movem-se os galhos das árvores
5	<i>Fresco</i>	17 a 21	31 a 39	9 a 11	Ondulação até 2.5 m, muitos <i>carneiros</i>	Movimentação de árvores pequenas; superfície dos lagos ondula
6	<i>Muito Fresco</i>	22 a 27	41 a 50	11 a 14	Ondas grandes até 3.5 m; borrifos	Movem-se os ramos das árvores;
7	<i>Forte</i>	28 a 33	52 a 61	14 a 17	Mar revoltado até 4.5 m com espuma e borrifos	Movem-se as árvores grandes; dificuldade em andar contra o vento
8	<i>Muito Forte</i>	34 a 40	63 a 74	17 a 21	Mar revoltado até 7.5 m com rebentação e faixas de espuma	Quebram-se galhos de árvores; circulação de pessoas difícil
9	<i>Duro</i>	41 a 47	76 a 87	21 a 24	Mar revoltado até 9 m; borrifos afectam visibilidade	Danos em árvores; impossível andar contra o vento
10	<i>Muito Duro</i>	48 a 55	89 a 102	25 a 28	Mar revoltado até 12 m; superfície do mar branca	Árvores arrancadas; danos na estrutura de construções
11	<i>Tempestade</i>	56 a 63	104 a 117	29 a 32	Mar revoltado até 14 m; pequenos navios sobem nas vagas	Estragos abundantes em telhados e árvores
12	<i>Furacão</i>	>64	>119	>33	Mar todo de espuma; visibilidade nula	Grandes estragos

Huler (2004) recomenda cautela no uso da escala de Beaufort para os casos em que as condições de alcance e duração do vento não tenham atingido a condição de completo desenvolvimento das ondas. A escala Beaufort foi expandida em 1946 pela incorporação das

classes de 13 a 17 (Beer, 1997). No entanto, essas classes adicionais são aplicáveis somente a eventos especiais como o caso de ciclones tropicais.

Lindau (1994) fez um retrospecto dos trabalhos que relacionam a velocidade do vento com as classes da escala Beaufort.

2.4.2 Modelos de altura máxima das Ondas

Os primeiros modelos de previsão de altura de ondas foram concebidos a partir de bases teóricas deixadas durante a Segunda Grande Guerra, decorrentes da necessidade de se conhecer as condições do mar da Normandia para o desembarque das tropas na região da praia. Na primeira metade do século XX divulgou-se a concepção de uma dezena de formulações empíricas que buscavam a determinação da altura máxima das ondas em águas oceânicas (Bishop, 1983).

Apesar de concebidas em ambiente oceânico, as equações são amplamente utilizadas em águas interiores (Kaiser, 1995; Lima *et al.*, 2003; *US Department of Interior*, 1973; Fendrich, 1988). A estimativa da altura máxima de ondas é utilizada, por exemplo, nas aplicações do dimensionamento do bordo livre de barragens. Na determinação da altura máxima dessas ondas destacam-se as três formulações empíricas recomendadas pela ASCE (1948). Pelo métodos o campo de ondas é limitado pelo *fetch* e a altura máxima da onda (H_{\max}) é condicionada pelo *fetch* (F) e pela intensidade do vento (U).

A primeira é a fórmula inicialmente proposta por Stevenson (1874) e posteriormente modificada por Gaillard (1924) e Molitor (1935). O método é comumente denominado SGM e é composto por duas equações, sendo a primeira utilizada para *fetch* inferior a 32 km e a segunda utilizada para os demais casos. Sendo a unidade de comprimento o km e a unidade de tempo a hora, têm-se:

$$H_{\max} = 0,032(UxF)^{0,5} + 0,76 - 0,26(F^{0,25}) \quad [29]$$

$$H_{\max} = 0,17(U F)^{0,5} \quad [30]$$

Já o método de Wolf utiliza o *fetch* em milhas e a velocidade do vento em milhas por hora, conforme descrito a seguir:

$$H_{\max} = (0,0335 U - 2,8) (F^{0,5}) \quad [31]$$

Pelo método de Creager, a altura máxima da onda é dada por:

$$H_{\max} = \frac{(F^{0,37})(U^{0,48})}{3,41} \quad [32]$$

O resultado de alguns trabalhos publicados à época (Mason, 1950; Kinsman, 1965; Cardone & Ross, 1979) afirmavam terem-se poucas evidências conclusivas confirmando a precisão dessas fórmulas quando aplicadas a reservatórios.

A conversão da altura máxima em altura significativa da onda é obtida com a relação demonstrada por Wiegel *et al.* (1970), qual seja: $H_{\max} \approx 1,9 H_{1/3}$.

2.4.3 Modelos de altura significativa de ondas

Os modelos de previsão de ondas tiveram um marco com o trabalho de Sverdrup & Munk (1947) a partir do qual foram introduzidos os conceitos dos modelos de altura significativa da onda e foi sistematizado o uso de relações adimensionais, representadas pelo asterisco nas equações a seguir:

Frequência de pico	$f_p^* = u f_p / g$	[33]
--------------------	---------------------	------

<i>Fetch</i>	$F^* = g F / u^2$	[34]
--------------	-------------------	------

Altura da onda	$H^* = g H / u^2$	[35]
----------------	-------------------	------

Energia	$E^* = E g^2 / u^4$	[36]
---------	---------------------	------

Duração	$t^* = g t / u$	[37]
---------	-----------------	------

Período	$T^* = g T / u$	[38]
---------	-----------------	------

Essa inovação influenciou fortemente estudos posteriores que passaram a propor equações paramétricas compostas por grupos adimensionais.

2.4.3.1 Método SMB

Segundo Bretschneider (1966), o método referido como SMB foi inicialmente proposto por Sverdrup & Munk (1947) e posteriormente modificado pelo autor, recebendo as letras iniciais do sobrenome de seus idealizadores. O método SMB foi objeto de inúmeras revisões e é um dos mais importantes métodos de previsão de ondas (Cardone & Ross, 1977). É bastante empregado em função de sua simplicidade e eficiência (Cardone & Ross, 1977; Kinsman, 1965; Wiegel, 1970).

O método SMB usa a análise dimensional para identificar os parâmetros considerados

fundamentais no estudo das características das ondas, isto é:

$$H_{1/3} \text{ e } T_{1/3} = f(F, W, U, t, d, g) \quad [39]$$

sendo $H_{1/3}$ a altura significativa, $T_{1/3}$ o período significativo da onda, F o *fetch*, t a duração e U a intensidade do vento, d é a profundidade local e W a largura da área afetada pelo vento. A largura (W) é considerada quando a sua medida for muito inferior ao comprimento do *fetch*, como no caso de canais.

Os grupos adimensionais são:

$$\frac{gH_{1/3}}{U^2} = f\left(\frac{gF}{U^2}, \frac{gt}{U}, \frac{gd}{U^2}, \frac{W}{F}\right) \quad [40]$$

Para superfícies estreitas (W menor do que F), o vento tem sua influência atenuada na geração da onda. Razões W/F de 0,5-1,0-1,5 levam a alturas significativas de onda de 65%, 88% e 98%, respectivamente. É necessário um procedimento geométrico para a estimativa do *fetch*, o qual contempla, indiretamente, a influência da largura W . Em águas oceânicas abertas, W/F é igual à unidade (Saville, 1954). Com relação à influência da profundidade na altura da onda, pela teoria linear de ondas, uma classificação é feita com base na relação entre o comprimento da onda (λ), a profundidade (d) e a intensidade do vento a 10 m de altura (U_{10}). A onda se propaga em águas profundas quando $d/\lambda \geq 0,5$. Em termos adimensionais, assumindo as hipóteses relativas à teoria linear de ondas, quando $gd/U_{10}^2 \geq 3$ o efeito do vento gera somente ondas de águas profundas (Wiegel, 1964).

Portanto, respeitadas as condições $W/F \geq 1$ (largura considerada pelo método de Saville) e $gd/U_{10}^2 \geq 3$ (ondas em águas profundas), a equação anterior toma a seguinte forma:

$$\frac{gH_{1/3}}{U^2} = f\left(\frac{gF}{U^2}, \frac{gt}{U}\right) \quad [41]$$

O método SMB considera que a onda limite não é atingida, sendo limitada pelo *fetch*. Desta forma, na equação anterior pode-se prescindir do termo relativo à duração:

$$\frac{gH_{1/3}}{U^2} = f\left(\frac{gF}{U^2}\right) \quad [42]$$

O método SMB foi objeto de inúmeras revisões, com modificações nos coeficientes que relacionam os parâmetros adimensionais do método. A versão do método aqui utilizado é a atribuída ao *United States Department of the Interior – Bureau of Reclamation* (1973), ou seja:

$$H_s^* = 0,283 \tanh\left[0,0125F^{*0,42}\right] \quad [43]$$

$$T^* = 7,54 \tanh(0,077 F^{*0,25}) \quad [44]$$

com F^* , H_s^* , T^* representando os termos adimensionais descritos pelas equações [34], [35] e [38], os quais, desenvolvidos pela aplicação das equações [43] e [44], resultam nas seguintes equações:

$$H_{1/3} = \frac{U_{10}^2}{g} 0,283 \tanh \left[0,0125 \left(\frac{gF}{U_{10}^2} \right)^{0,42} \right] \quad [45]$$

$$T_{1/3} = \frac{U_{10}}{g} 7,54 \tanh \left[0,077 \left(\frac{gF}{U_{10}^2} \right)^{0,25} \right] \quad [46]$$

Em outra revisão realizada por Sibul (1955) foram determinados os coeficientes adequando o método SMB à condição de águas rasas, conforme a equação seguinte:

$$H_{1/3} = \frac{U_{10}^2}{g} 3,23 \cdot 10^{-3} \left(\frac{gF}{U_{10}^2} \right)^{0,435} \quad \text{para } gF/U_{10} < 3 \cdot 10^4 \quad [47]$$

2.4.3.2 Método de Saville

Saville *et al.* (1962) propuseram modificações na fórmula de Bretschneider, com base na observação de ventos e ondas nos lagos de Texoma e Okeechobee, respeitando-se os limites de validade entre $10 < gF/U^2 < 4000$. Assim, têm-se:

$$\frac{g \cdot H_s}{U_{10}^2} = 0,0026 \cdot \left(\frac{g \cdot F}{U_{10}^2} \right)^{0,47} \quad [48]$$

$$\frac{g \cdot T_s}{U_{10}} = 0,46 \cdot \left(\frac{g \cdot F}{U_{10}^2} \right)^{0,28} \quad [49]$$

2.4.3.3 Método de Wilson

Antes da proposição do modelo de Wilson (1961) os modelos consideravam o campo de vento uniforme, ou seja, de intensidade e de direção constante no decorrer do tempo. A abordagem de Wilson passou a prever a altura de ondas para ventos variáveis no espaço. O modelo de Wilson (*apud* Earle, 1979; Mitsuyasu, 1982) está fundamentado nas relações empíricas entre velocidade do vento, *fetch*, altura significativa da onda, período e celeridade, de acordo com as equações a seguir:

$$\frac{C}{U} = 1,37 \left\{ 1 - \left[1 + 0,008 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{1/3} \right]^{-5} \right\} \quad [50]$$

$$\frac{gH_s}{U^2} = 0,30 \left\{ 1 - \left[1 + 0,004 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{1/2} \right]^{-2} \right\} \quad [51]$$

$$\frac{gT}{U} = 8,6 \left\{ 1 - \left[1 + 0,008 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{1/3} \right]^{-5} \right\} \quad [52]$$

As ondas são geradas e propagadas ao longo de uma linha na direção de interesse. Em aplicações de engenharia a direção da linha é selecionada para coincidir com a propagação das maiores ondas. As equações de propagação são obtidas, respectivamente, pela diferenciação das equações [50] e [51], ou seja:

$$\frac{dC}{dx} = 8,013 \cdot 10^{-2} \cdot U^{-1} \cdot z^{-\frac{6}{5}} \cdot \left(z^{\frac{1}{5}} - 1 \right)^{-2} \quad [53]$$

$$\frac{dH_s}{dx} = 2,918 \cdot 10^{-2} \cdot y^{-\frac{3}{2}} \cdot \left(y^{\frac{1}{2}} - 1 \right)^{-1} \quad [54]$$

sendo:

$$U = U_{10}(x,t) \quad [55]$$

$$z = \frac{1,37}{1,37 - \left(\frac{C_s}{U} \right)} \quad [56]$$

$$y = \frac{0,30}{0,30 - \left(\frac{g \cdot H_s}{U^2} \right)} \quad [57]$$

Na aplicação do método de Wilson devem ser respeitadas as seguintes condições:

$$\frac{C_s}{U} < 1,37 \quad [58]$$

$$\frac{g \cdot H_s}{U^2} < 0,30 \quad [59]$$

$$\frac{g \cdot T}{U} < 8,60 \quad [60]$$

2.4.3.4 Método de Falvey

Falvey (1974), estudando o comportamento de ondas em um lago, propôs um método para a determinação da distribuição de alturas de ondas. Foram assumidas como hipóteses a proporcionalidade entre a transferência de quantidade de movimento fornecida pelo vento e a tensão tangencial gerada. Assumiu-se ainda que a variação de energia no sistema é igual ao trabalho exercido sobre a superfície livre menos a energia dissipada, a qual foi considerada desprezível, chegando-se à seguinte relação:

$$H_s = \left(3,1 \cdot 10^4 U_{10}^2 + 1,6 \cdot 10^{-2} U_{10} \right) (F \cdot 10^3)^{\frac{1}{2}} \quad [61]$$

O método segue o sistema internacional de unidades e limita as aplicações às seguintes condições: (i) águas profundas; (ii) ondas limitadas pelo *fetch*; (iii) $2 < F < 200\text{km}$; e (iv) $U_{10} > 10 \text{ ms}^{-1}$.

2.4.3.5 Método PNJ

O nome do método corresponde às iniciais dos nomes dos seus três autores: Pierson, Neumann e James. As equações do método PNJ foram obtidas pela análise de um grande número de observações visuais (Pierson *et al.*, 1955), sendo o pioneiro na utilização do espectro de potência das ondas observadas.

O espectro de potência de Neumann foi obtido com base em dados de campo de ondas, a partir do qual se ajustou a seguinte relação:

$$\frac{H}{gT^2} = k_1 e^{\left(\frac{gT}{2\pi U} \right)^2} \quad [62]$$

O espectro de Neumann refere-se a uma situação de mar completamente desenvolvido, isto é, sem limitação do *fetch* e da duração do vento.

2.4.3.6 Método GD

Pouco mais de 20 anos após a concepção das curvas do método PNJ, Gröen & Dorrestein (1976) desenvolveram outro conjunto de relações baseadas igualmente em informações visuais, as quais permitem calcular a altura e o período da onda pelo fornecimento da velocidade do vento, do *fetch*, da duração do vento e dos efeitos de refração. As curvas diferem pouco das obtidas pelo modelo PNJ. A diferença marcante está na altura e

no período da onda, denominados “altura característica” (H_c) e “período característico” (T_c) da onda, ao invés de $H_{1/3}$ e $T_{1/3}$. Além do mais se utiliza o sistema de unidades *mks*. As estimativas dos parâmetros característicos H_c e T_c apresentam um erro sistemático em relação às estimativas significativas de $H_{1/3}$ e $T_{1/3}$, que são obtidos por instrumentos. No entanto, as diferenças são consideradas insignificantes para aplicações de engenharia (Sheng & Chen, 1993). As curvas GD para águas profundas são mostradas na Figura 32.

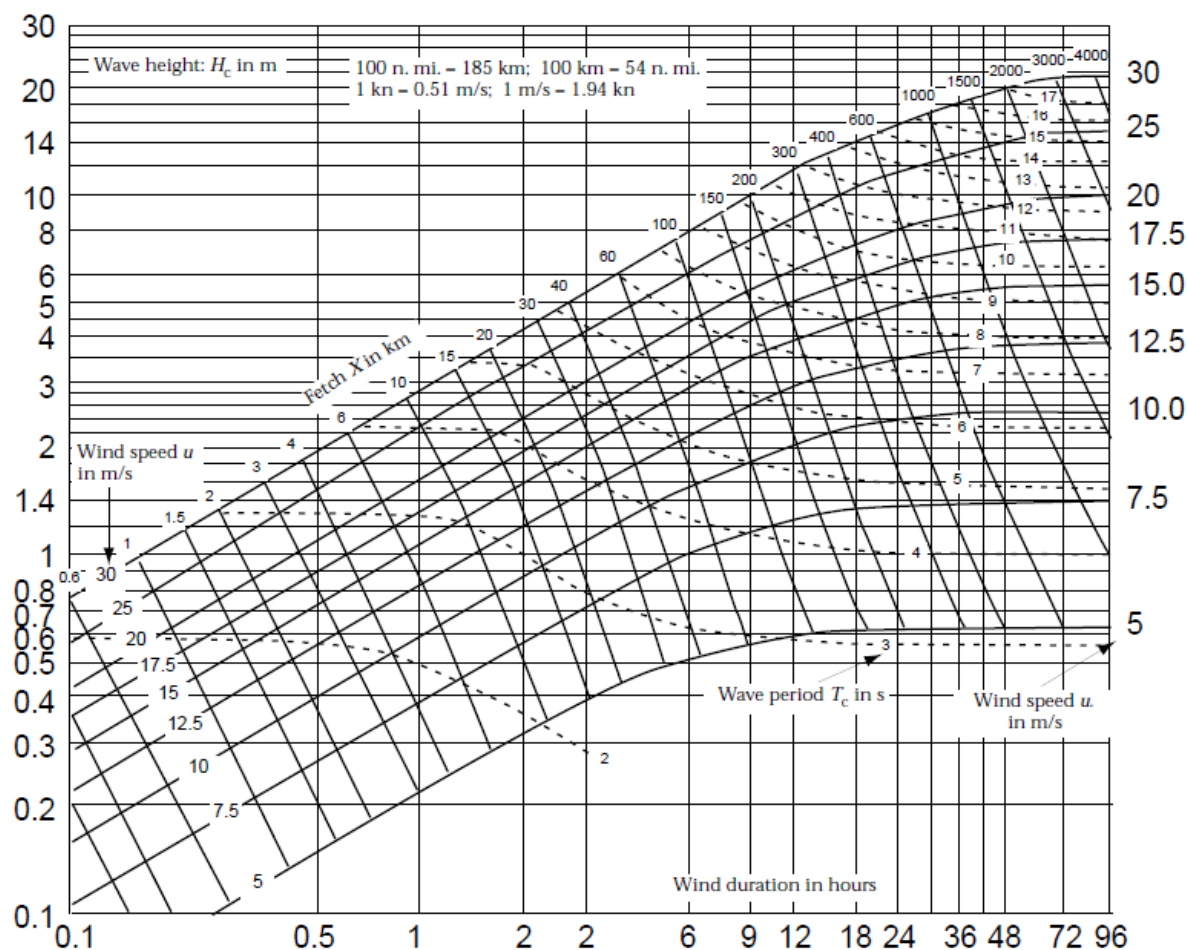


Figura 32 - Relações de altura de onda do modelo GD
Fonte: Gröen & Dorrestein, 1976

Na Figura 32 a ordenada indica a altura da onda e a abscissa a duração do vento, sendo que a estimativa da altura da onda, ao longo do alinhamento do vento, é obtida pela interseção entre a curva da velocidade do vento (linha sólida) e o *fetch* (linha sólida). As linhas pontilhadas indicam o período característico das ondas. Em caso de ventos com duração limitada, as alturas das ondas são estimadas a pela da interseção entre a curva da velocidade do vento com a ordenada da duração do vento. O fato das curvas serem praticamente horizontais no lado direito do diagrama implica que, para uma determinada velocidade de

vento, as ondas deixarão de crescer quando a duração ou o *fetch* forem suficientemente grandes.

2.4.3.7 Método Donelan

Dentre os métodos de previsão de ondas, o de Donelan (1980) destaca-se por dois fatores: (1) não foi desenvolvido em águas oceânicas; e (2) considera os casos em que a direção do vento não coincide com a direção de propagação da onda. O autor propôs um método baseado no método *JONSWAP* apoiado na hipótese de que o *fetch* deveria ser determinado na direção da propagação da onda, em vez de ser condicionado pela direção do vento. As equações governantes são:

$$H_c = 0,00366g^{-0,62} F^{0,38} (U \cos \theta)^{1,24} \quad [63]$$

$$f_p = 0,54g^{-0,77} F^{-0,23} (U \cos \theta)^{-0,54} \quad [64]$$

nas quais θ é o ângulo entre a direção do vento e a direção de propagação das ondas e o *fetch* (F) é definido como o comprimento livre na direção oposta ao vento.

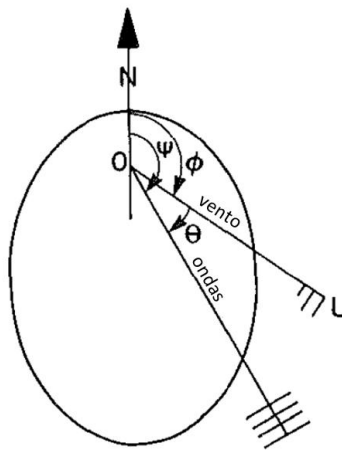


Figura 33 - Representação do ângulo entre a direção do vento e a propagação da onda

Fonte: Donelan, 1980

As equações [63] e [64] foram derivadas de dados de ondas coletados nos anos de 1976 e 1977, em 14 sensores dispostos de forma matricial no lago Ontário. Os dados de vento foram coletados por uma torre em terra.

Apesar do método de Donelan partir de uma hipótese promissora, a determinação dos períodos máximos requer procedimentos repetitivos e processos de cálculo envolvendo tentativa e erro (Walsh *et al.*, 1989; Bishop, 1983). O modelo foi criticado sob argumento de

que, sob condições teóricas, a altura da onda deveria ser função da raiz quadrada do *fetch* (Rottier & Vincent, 1982; Walsh *et al.*, 1989). Em resposta às críticas Walsh *et al.* (1989) propuseram as modificações no método descritas pelas equações seguintes:

$$H_c = 0,0017g^{-0,5} F^{0,5} U (\cos\theta)^{1,63} \quad [65]$$

$$f_p = 2,3g^{0,71} F^{-0,29} U^{-0,42} (\cos\theta)^{-0,685} \quad [66]$$

2.4.3.8 Método JONSWAP

O projeto *JONSWAP* (*Joint North Sea Wave Project*) consistiu em uma série de levantamentos de dados de ventos e ondas realizados no mar do Norte ao longo dos anos de 1968 e 1969, com o objetivo de melhor compreender o processo de formação das ondas pelo vento (Hasselmann *et al.*, 1973; Hasselmann *et al.*, 1976; Hasselmann *et al.*, 1980). A coleta de dados foi realizada ao longo de um trecho de 160 km a partir da costa a oeste da Dinamarca. Os resultados desse estudo foram utilizados para estabelecer fórmulas de previsão de altura significativa e período de ondas considerando uma velocidade de vento constante e incluindo as limitações de pista e de duração para o desenvolvimento da onda.

O modelo desenvolvido pelo projeto *JONSWAP* parte do modelo de Pierson e Moskowitz, que, ao utilizarem registros de onda do nordeste do Atlântico, propuseram uma formulação para campo de ondas limitado tanto pelo *fetch* quanto pela duração.

No Método *JONSWAP*, a frequência de pico (f_p^*) e a energia total (E^*) do espectro estão relacionadas com o *fetch* (F) e a velocidade do vento (U) conforme as equações seguintes:

$$f_p^* = 3,5F^{*-0,33} \quad [67]$$

$$E^* = 1,6 \cdot 10^{-7} F^* \quad [68]$$

Para a altura (H_s) e o período (T) de ondas limitadas pelo *fetch* (F), têm-se:

$$\frac{gH_s}{U^2} = 0,0016 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad [69]$$

$$\frac{gT}{U} = 0,286 \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{\frac{1}{3}} \quad [70]$$

Para a altura (H_s) e o período (T) de ondas limitadas pela duração do vento (t), têm-se:

$$\frac{gH_s}{U^2} = 8,29 \cdot 10^{-5} \left(\frac{gt}{U} \right)^{\frac{5}{7}} \quad [71]$$

$$\frac{gT}{U} = 0,0676 \cdot \left(\frac{gt}{U} \right)^{\frac{3}{7}} \quad [72]$$

De acordo com o modelo *JONSWAP*, quando a duração do vento (t) condiciona a altura da onda, sua quantificação pode ser feita pela seguinte equação:

$$\frac{gt}{U} = 68,8 \cdot \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{\frac{2}{3}} \quad [73]$$

2.4.4 Modelos espectrais

As teorias que tratam os fenômenos ondulatórios pela ação do vento receberam contribuições importantes com a inserção do conceito de energia da onda através de análise espectral, destacando os trabalhos precursores realizados por Hasselman *et al.* (1973) e Pierson & Moskowitz (1964). As pesquisas baseadas em análise espectral de ondas deram origem a métodos como o PNJ (Pierson *et al.*, 1955) e o *JONSWAP* (Hasselman *et al.*, 1973).

2.4.5 Modelos estatísticos

Thom (1973) propôs um método para a determinação da distribuição de extremos da altura de onda, usando dados de ventos extremos. O autor estudou os ventos e ondas para as regiões extratropicais, considerando que tanto extremos dos ventos quanto os extremos das ondas são descritos pela distribuição de Fréchet, ou seja:

$$G(H_s) = e^{\left[-\left(\frac{H_s}{\beta_s} \right)^{-\gamma_s} \right]} \quad [74]$$

sendo: $G(H_s)$ a probabilidade de $H < H_s$; β_s o parâmetro de escala; γ_s o parâmetro de forma. Como se assumiu que tanto o vento quanto as ondas seguiam a distribuição de *Fréchet*, então para se determinar as alturas de ondas bastaria estabelecer as relações entre os parâmetros das duas distribuições, ou seja:

$$\beta_s = 0,455 \cdot \beta_v \quad [75]$$

$$\gamma_s = \frac{2}{3} \cdot \gamma_v \quad [76]$$

na qual: γ_v refere-se aos parâmetros da distribuição de ventos extremos, com β_v referido a

unidades de milhas por hora. O autor recomenda a adoção dos seguintes valores:

$$\beta_v = \left[373,8 \cdot \max(v) + 542,41 \right]^{\frac{1}{2}} - 23,3 \quad [77]$$

$$\gamma_v = 9 \quad [78]$$

sendo que a máxima velocidade média mensal $\max(v)$ é fornecida em milhas por hora. Segundo o autor, o parâmetro de forma não se altera. Já o parâmetro de escala é recomendado entre os limites de 0,45 e 0,55. Entre as limitações do modelo estão: (1) ausência de qualquer referência ao *fetch* ou à duração do vento; e (2) inexistência de outras distribuições que se ajustem à distribuição de ondas extremas (Earle, 1979).

2.4.6 Modelos numéricos

A modelagem consiste no esforço em representar o estado do campo de ondas de modo a prever a evolução da energia e das alturas utilizando técnicas numéricas. Grande parte dos modelos é desenvolvida para águas oceânicas (águas profundas), o que explica o grande envolvimento de países com fronteiras marítimas no desenvolvimento de modelos.

O desenvolvimento dos modelos numéricos de ondas requer a aplicação de conhecimento teórico e experiência observacional para geração de resultados com uso prático (Candella, 1997; Komen *et al.*, 1994). Os modelos numéricos produzem os campos de ondas no espaço e no tempo pela simulação dos processos físicos que governam a geração, o crescimento e a dissipação das ondas. Nos últimos quarenta anos, uma série de modelos numéricos têm sido desenvolvidos com vistas a prever o campo de ondas sob condições de vento e batimetria, dentre os quais: WAM (Komen *et al.*, 1994; Wamdi Group, 1988; SWAMP Group, 1985), WAVEWATCH III (Tolman 1997, 1999, 2009), CSOWM (Khandekar & Lalbeharry, 1996), HYPA (Gunther, 1985), VAGMED (Lefevre, *et al.*, 1994), VAGATLA (Le Meur *et al.*, 1994), MRI-II (Takeshi, 1984), HK (Li & Ma, 2001), NOWAMO (Guddal, 1985), GONO (de Voogt *et al.*, 1985), WINCH (Breivik *et al.*, 2011), NORSWAM (Ewing *et al.*, 1981.), STWAVE (Smith *et al.*, 1999), GWAM (Jensen *et al.*, 2002), RWAM (Wittmann *et al.*, 1995), GSOWM (Gerling, 1992; Cox & Swail, 2001), IOWAM (Dube, 1996), MEDWAM (Clancy & Wittmann, 1990), KORWAM (Cox & Cardone, 2003) e SWAN (Booij *et al.*, 1996), entre outros.

Apesar da grande variedade de denominações, todos os modelos numéricos têm em comum a simulação dos processos físicos relevantes para ondas geradas pelo vento, e pela aplicação de uma abordagem espectral da densidade de energia.

Observa-se ainda que os modelos baseados no modelo WAM adotam essa denominação no sufixo. Deste modo, como o modelo WAM constitui-se em um modelo de terceira geração, ao contrário dos modelos de primeira e segunda geração, que possuem o termo fonte de dissipação parametrizado, o WAM calcula o espectro de onda do mar por integração direta do balanço de energia.

O modelo WAM foi implementado tanto como um modelo global da onda (GWAM) quanto em modelos de ondas regionais (RWAM). Existem diferenças entre os dois em aspectos como a resolução da grade, o campo de vento e os passos de tempo de execução operacional. Uma diferença importante entre os modelos GWAM e RWAM é que as implementações do modelo RWAM podem ser executadas com a física de águas rasas para incluir os efeitos de atrito no fundo e refração das ondas. Portanto, o RWAM é recomendado para áreas costeiras. Algumas das implementações do modelo regional RWAM são IOWAM, MEDWAM e KORWAM, cobrindo, respectivamente, o oceano Índico, o mar Mediterrâneo e a Coréia.

Nem todos os processos são considerados completamente compreendidos, não sendo incomum a incorporação de resultados empíricos pelos modelos numéricos de ondas (Donelan & Hui., 1985).

De forma geral os modelos numéricos estão baseados na solução de uma equação de balanço de energia, como apresentado a seguir:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \bullet (c_g E) = S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad [79]$$

Nessa equação a variável $E=E(f,\theta,x,t)$ representa o espectro bidimensional de ondas que depende da frequência f e da direção de propagação θ ; S é o termo fonte composto de três componentes; S_{in} é a energia fornecida pelo vento; S_{nl} representa a transferência não linear de energia mediante interações entre ondas; e S_{ds} é um termo de dissipação.

Os modelos numéricos determinam o espectro de ondas mediante uma integração numérica da equação anterior sobre o domínio de uma região geográfica. Os modelos podem diferir em vários aspectos, como, por exemplo, em sua representação do espectro, na forma assumida pelos termos fonte e no método de integração (Donelan & Hui, 1985). O termo mais difícil de modelar é o termo fonte não-linear (S_{nl}) (Pellegatti, 1993). A importância da especificação desse termo justifica a classificação comum dos modelos em função de como o mesmo é abordado.

Os modelos baseados em componentes espectrais discretos com um termo não linear

formulado em termos de vários componentes são denominados “modelos discretos acoplados”. Em tais modelos são necessárias estimativas de todos os componentes, mesmo que somente para poder calcular a evolução de qualquer destes (Candella, 1997).

Com frequência essa abordagem requer cálculos bastante laboriosos a ponto de alguns profissionais de modelagem preferirem prescindir do termo de acoplamento e incluir implicitamente em sua formulação as interações não lineares em função de S_{in} e S_{ds} . Abordagens desse tipo originam os “modelos de propagação desacoplada” (Cavaleri & Rizzoli, 1981; Pellegatti, 1993), nos quais cada componente pode ser calculado separadamente. Os modelos avançados dessa classe podem conter uma forma paramétrica simples para S_{nl} , mas se diferenciam na preeminência de S_{in} e S_{ds} no termo fonte.

No terceiro tipo de modelo as interações não-lineares são determinadas com base em um espectro autosimilar. Dentre os mais utilizados estão o espectro *JONSWAP* para campo de ondas em desenvolvimento e o espectro de Pierson-Moskowitz para campo de ondas completamente desenvolvido. O espectro é determinado a partir de um número reduzido de parâmetros, resultando que a equação do balanço de energia pode expressar-se nesses termos (Hasselmann *et al.*, 1976; Cavaleri & Rizzoli, 1981). Deste modo, torna-se possível obter uma equação da evolução para cada um, função de um pequeno número de parâmetros, ao invés de uma equação para cada um, função de um grande número de parâmetros. Entretanto, essa representação paramétrica é válida somente para ondas de vento dentro da área de geração (Hasselmann *et al.*, 1973). Ondas de fundo requerem um tratamento especial.

Deste modo, no tratamento de águas interiores, pode-se desprezar a influência do mar de fundo representado comumente pelo “*swell*” em águas oceânicas.

Caso seja necessário modelar o campo de ondas em locais sobre a influência de mar de fundo, é comum estabelecer-se uma interface entre o modelo paramétrico de ondas geradas pelo vento dentro da área de geração e um modelo de propagação desacoplado das ondas de fundo mediante um conjunto de algoritmos pelos quais se faz a interação da energia entre as duas classes de ondas (Shemdin *et al.*, 1978; Hasselmann *et al.*, 1976). Esses tipos de modelos são chamados de “híbridos acoplados”.

Na costa do Brasil, mais especificamente no litoral sudeste do país, o sistema de previsão de ondas operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) aplica o modelo WWATCH para a previsão de ondas com horizonte de até 72 horas. O domínio da previsão é o Atlântico Sul, com resolução de 1°, sendo que os ventos são previstos pela versão AVN do modelo global do NCEP (*National Center for Environmental*

Prediction) (Innocentini *et al.*, 2003). O modelo WWATCH fornece as condições de fronteira para o modelo SWAN, com uma resolução de 0,1° (Innocentini *et al.*, 2003).

2.5 VENTOS PARA A PREVISÃO DE ONDAS

2.5.1 Conceitos fundamentais sobre o vento

Os ventos são deslocamento de massas de ar, causados por diferenças de pressão na atmosfera, sendo classificados quanto à escala no espaço, velocidade, tipos de forças que os causam, regiões de ocorrência e seus efeitos. Define-se o termo barlavento como a região de onde sopra o vento, e sotavento, a região para onde o vento sopra. A intensidade e direção do vento são medidas por anemômetros e anemógrafos, localizados a uma altura de 10 metros do nível do solo em campo aberto e plano.

A intensidade do vento está associada à sua duração (American Meteorological Society, 2000). Nas tempestades a duração de fluxos é da ordem de dezenas de minutos. As brisas locais, geradas pelo gradiente de aquecimento na superfície terrestre, têm duração da ordem de horas. Os ventos fortes, com duração da ordem de minutos, são chamados de instabilidade ou lufada. Os ventos com grandes variações de velocidade, com curta duração, são chamados de rajada. A Norma Brasileira ABNT NBR 6123 (1988), que trata da quantificação da força devido ao vento, define rajada como a velocidade do vento com duração de três segundos.

A média horária do vento tem sido o padrão para o monitoramento meteorológico, havendo relações de escala que permitem estimar as intensidades de rajada a partir do vento horário. Os mapas de velocidade do vento são caracterizados por isopletras, curvas de mesma velocidade do vento, conforme ilustra a Figura 34 para um tempo de retorno de 50 anos.

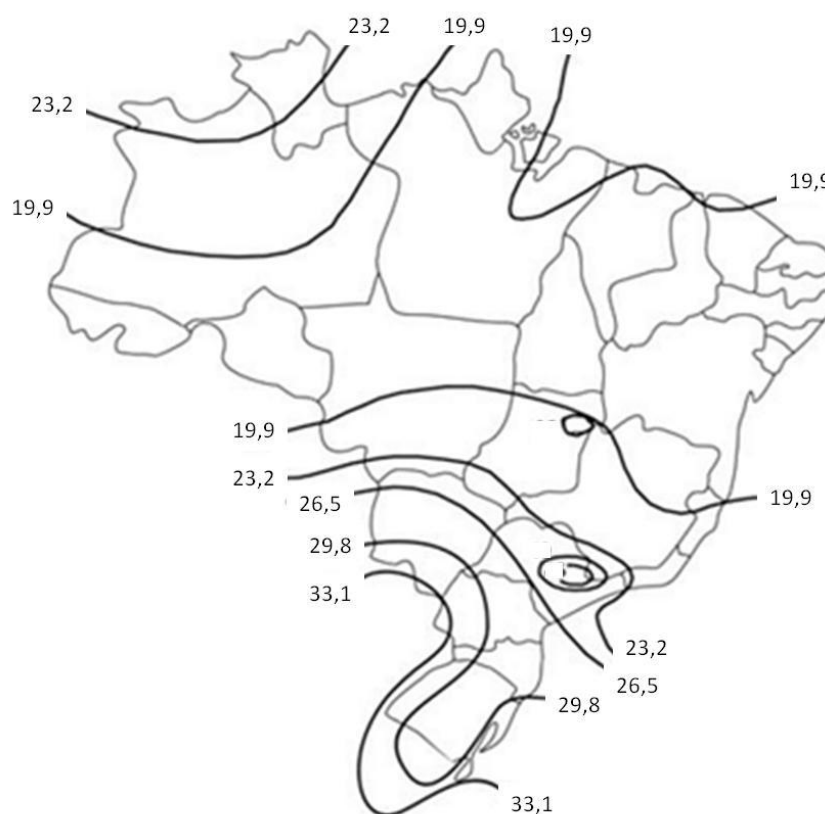


Figura 34 - Isopletas do vento médio horário para um tempo de retorno de 50 anos

Fonte: Adaptada de ABNT NBR 6123:1988

2.5.2 Estrutura geral da atmosfera

A atmosfera estende-se até 100 km acima da superfície do oceano. Sua estrutura estratificada ocorre, principalmente, devido à absorção de bandas específicas de radiação solar, provocando um aumento de temperatura nessas regiões e, consequentemente, produzindo inversão nas camadas e inibindo a mistura entre elas (*U. S. Army Corps of Engineers*, 2002).

De acordo com *U. S. Army Corps of Engineers* (1984) e *U. S. Army Corps of Engineers* (2008) o vento é considerado constante quando o desvio de direção for inferior a $22,5^\circ$ e a variação da intensidade for inferior a $2,5 \text{ ms}^{-1}$ em relação à velocidade média do vento. Na análise de sensibilidade de equações paramétricas de ondas às variações do vento no lago de Okeechobee (Flórida, EUA), foram gerados resultados satisfatórios para ventos considerados constantes quando as variações na direção foram inferiores a 45° e as variações na intensidade foram inferiores a $2,5 \text{ ms}^{-1}$ (Sheng & Chen, 1993).

Os fenômenos de interesse no estudo das ondas ocorrem na troposfera, a qual se

estende da superfície da Terra até a elevação de 11 km. O limite inferior da troposfera é o relevo, que influencia a velocidade e direção dos ventos. O perfil da velocidade do vento na camada inferior da troposfera é ilustrado na Figura 35.

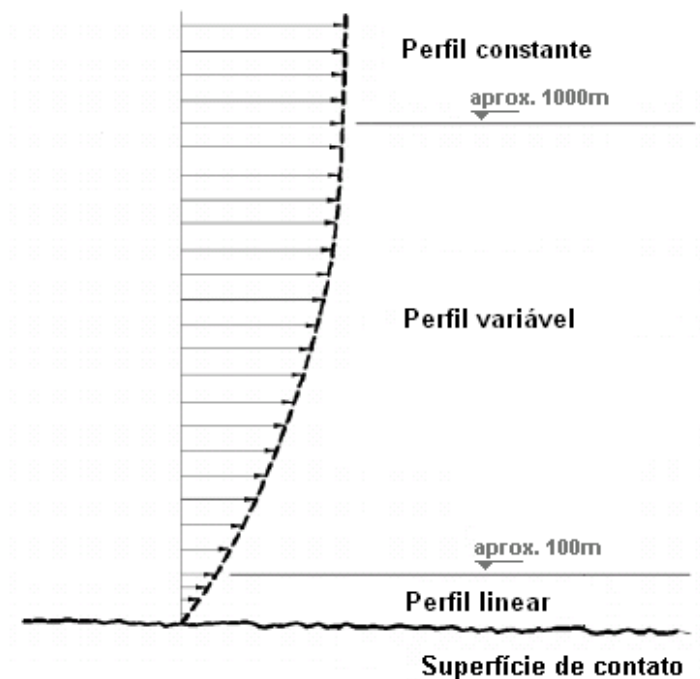


Figura 35 - Perfil do vento na camada inferior da troposfera em uma área marinha
 Fonte: Adaptado de *U. S. Army Corps of Engineers* (2002)

O interesse no estudo de ondas concentra a atenção na camada que está em contato com a superfície (aproximadamente 100 m). A inclinação da reta tangente ao perfil vertical de velocidade nessa camada varia de 10° a 15° quando o vento sopra sobre a água e de 25° a 35° quando sopra sobre a superfície da terra. Nesta zona, ocorre a deflexão ou direcionamento do fluxo de ar devido ao contato com o relevo superficial, denominado efeito orográfico (*U. S. Army Corps of Engineers*, 2002). Portanto, a velocidade do vento medido depende da elevação e do relevo.

2.5.3 Correção do vento

De acordo com *U. S. Army Coastal Engineering Research Center* (1983) e *U. S. Army Corps of Engineers* (2002), cinco correções devem ser realizadas na velocidade do vento, a saber: elevação, efeitos de localização, instabilidades devido à diferença de temperatura, velocidade média no tempo e coeficiente de arraste.

2.5.3.1 Correção do vento com a elevação

Como a intensidade do vento varia com a altitude, convencionou-se representá-la por

U_k , com o índice k representando a altitude correspondente em metros. Para fins de modelagem de ondas convencionou-se utilizar o vento a 10 metros de altura (U_{10}). Não é incomum que os dados de vento tenham sido medidos a uma altura que não corresponda à altura requerida pelo modelo de previsão de ondas. Na tarefa de correção com a elevação se aplica o perfil logarítmico, ou então a aproximação com expoente 1/7, descrito na equação a seguir:

$$U_{10} = U_z \left(\frac{10}{z} \right)^{1/7} \quad [80]$$

sendo z a elevação da medição realizada.

Nos modelos numéricos de previsão de ondas, é comum a utilização da velocidade de atrito (u_*), definida em termos da tensão tangencial (τ_o), do coeficiente de arraste (C_d), o qual pode ser determinado pelas funções da Figura 36 e da massa específica do ar (ρ_a) de acordo com a equação:

$$u_* = \left(\frac{\tau_o}{\rho_a} \right)^{1/2} = C_{d(z)} U_z^2 \quad [81]$$

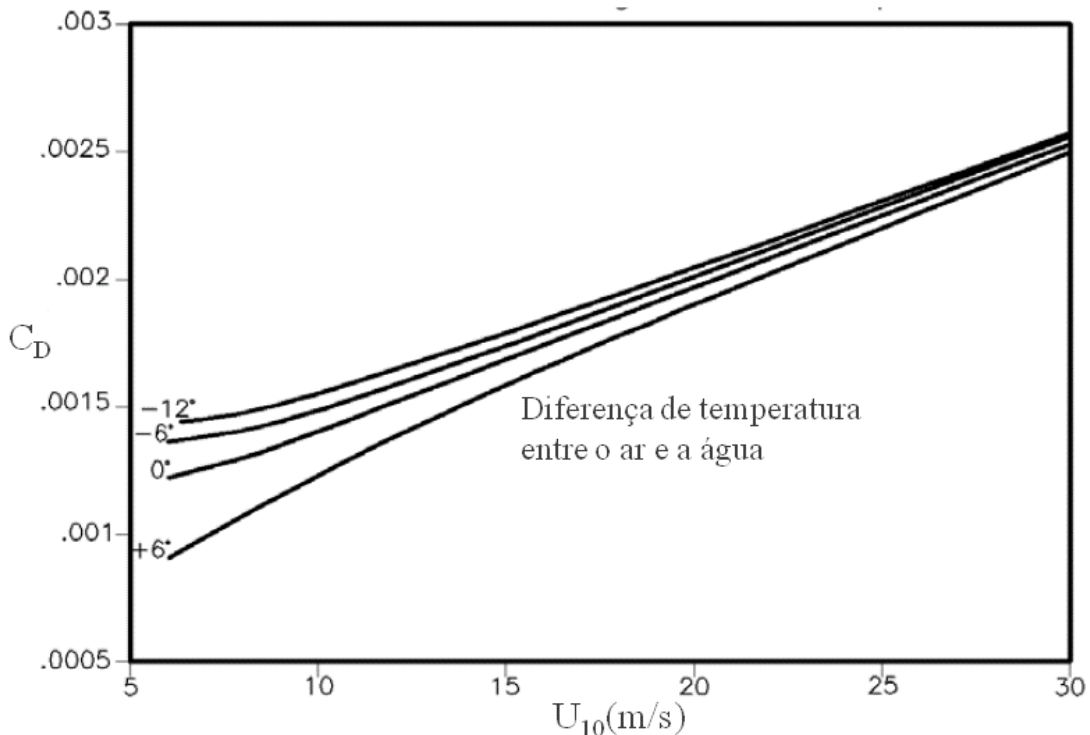


Figura 36 - Coeficiente de arraste em função da velocidade do vento
Fonte: Adaptado de U. S. Army Coastal Engineering Research Center (1983)

As equações de geração de ondas do U. S. Army Coastal Engineering Research Center (1983) são empíricas e expressam a velocidade de atrito em termos da velocidade U , isto é:

$$u^* = 0,71(U)^{1,23} \quad [82]$$

A equação a seguir descreve o perfil de velocidades logarítmico (K é a constante de von Kármán e z_o é a altura de rugosidade da superfície).

$$U_{(z)} = \frac{u_*}{K} \ln \left(\frac{z-d}{z_0} \right) \quad [83]$$

2.5.3.2 Correção do vento com a localização

Difícilmente registram-se dados de vento sobre superfícies de água, sendo a prática mais comum que se monitore o vento sobre a terra. Entretanto, é possível ajustar os valores de intensidade do vento medido sobre a terra para a água, desde que sejam resultantes dos mesmos gradientes de pressão e a única diferença representativa seja a rugosidade da superfície (*U. S. Army Coastal Engineering Research Center, 1983*). A relação entre essas duas velocidades a uma altura de 10 metros é dada pelo coeficiente R_L , obtido a partir do gráfico da Figura 37, no qual U_W e U_L representam, respectivamente, a velocidade do vento sobre a água e sobre a terra.

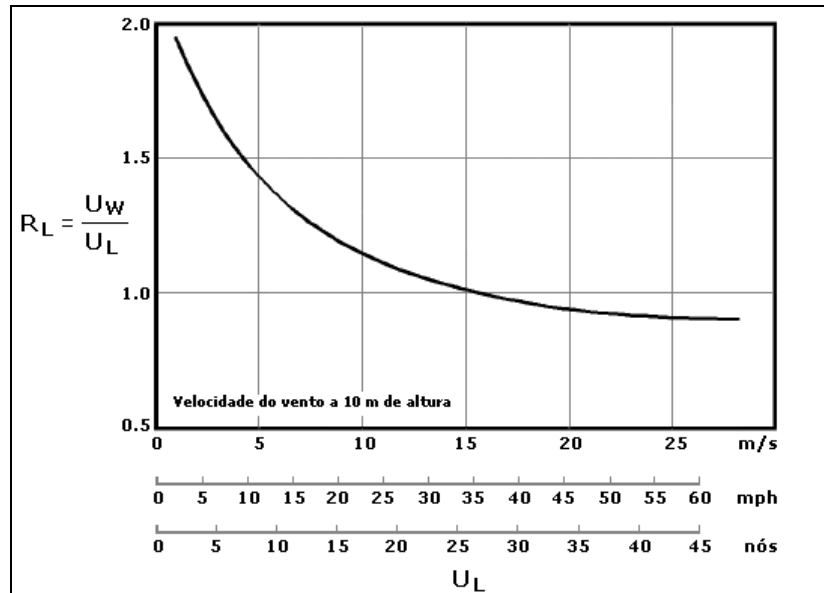


Figura 37 - Fator de correção devido à localização em terra do ponto de medição

Fonte: adaptado de *U. S. Army Coastal Engineering Research Center (1983)*

Se o anemômetro estiver localizado próximo à costa, os ventos que sopram da água em direção à terra não necessitam de ajuste, ou seja, adota-se R_L igual à unidade. Deve-se notar na Figura 37, que para velocidades de vento inferiores a 15 ms^{-1} medidas na terra, o vento sobre a água deve ser majorado.

2.5.3.3 Correção devido à instabilidade

Este tipo de correção é relativo aos efeitos da diferença de temperatura entre o ar e a água (ΔT). O coeficiente de instabilidade por efeitos de temperatura (R_T) é definido como o quociente entre a velocidade do vento a uma altura qualquer (U_k) pela velocidade de referência a 10 metros de altura (U_{10}).

A Figura 38 ilustra as correções de instabilidade em função da velocidade do vento e da diferença de temperaturas entre o ar e água. A Figura 38 foi obtida com medições de vento sobre a água em condições de águas profundas e ventos com mais de 3 horas de duração.

Se ΔT for positivo, ou seja, se o ar estiver mais quente que a água, então a camada é estável, conforme ilustra o painel superior da Figura 38. Em condições de estabilidade, os ventos fracos ($U_{10} < 5\text{ms}^{-1}$) devem ser significativamente majorados para alturas superiores a 10m; por exemplo $R_T = 1,2$ para $Z = 20\text{m}$, mas $R_T = 1,1$ para $U_{10} > 10\text{ms}^{-1}$. Os ventos fortes ($U_{10} > 10\text{ms}^{-1}$), em níveis superiores, devem ser majorados com coeficientes menores à medida que aumentam de intensidade; por exemplo em $Z = 60\text{ m}$, $R_T = 1,28$ para $U_{10} = 10\text{ms}^{-1}$ e $R_T = 1,23$ para $U_{10} = 20\text{ms}^{-1}$.

Se não houver diferença de temperatura entre essas superfícies, a camada é considerada de estabilidade neutra e nenhuma correção é necessária, conforme ilustram os perfis normalizados de vento no painel central da Figura 38.

Se ΔT for negativo, ou seja, o ar estiver mais frio que a água, a camada é instável e a velocidade do vento diminui relativamente às condições de estabilidade (painel inferior da Figura 38). Por exemplo, para $Z = 20\text{m}$ e $U_{10} = 5\text{ms}^{-1}$ a correção será $R_T = 0,94$, enquanto que para condições neutras será $R_T = 1,07$, e para condições de estabilidade será $R_T = 1,20$.

2.5.3.4 Correção do vento com a duração

Ventos em qualquer ponto da atmosfera representam a superposição de várias escalas de movimento, todas interagindo para produzir os fenômenos locais (*U. S. Army Corps of Engineers*, 2008). Cada escala influencia de modo específico na transferência de quantidade de movimento na atmosfera. Os ventos raramente são constantes para intervalos de tempo prolongados (*U. S. Army Coastal Engineering Research Center*, 1983), mas são monitorados como médias durante um intervalo de tempo. O monitoramento do vento médio é decorrente da estrutura mecânica dos anemômetros convencionais que contam o número de giros da hélice durante o intervalo de aquisição do registro de vento.

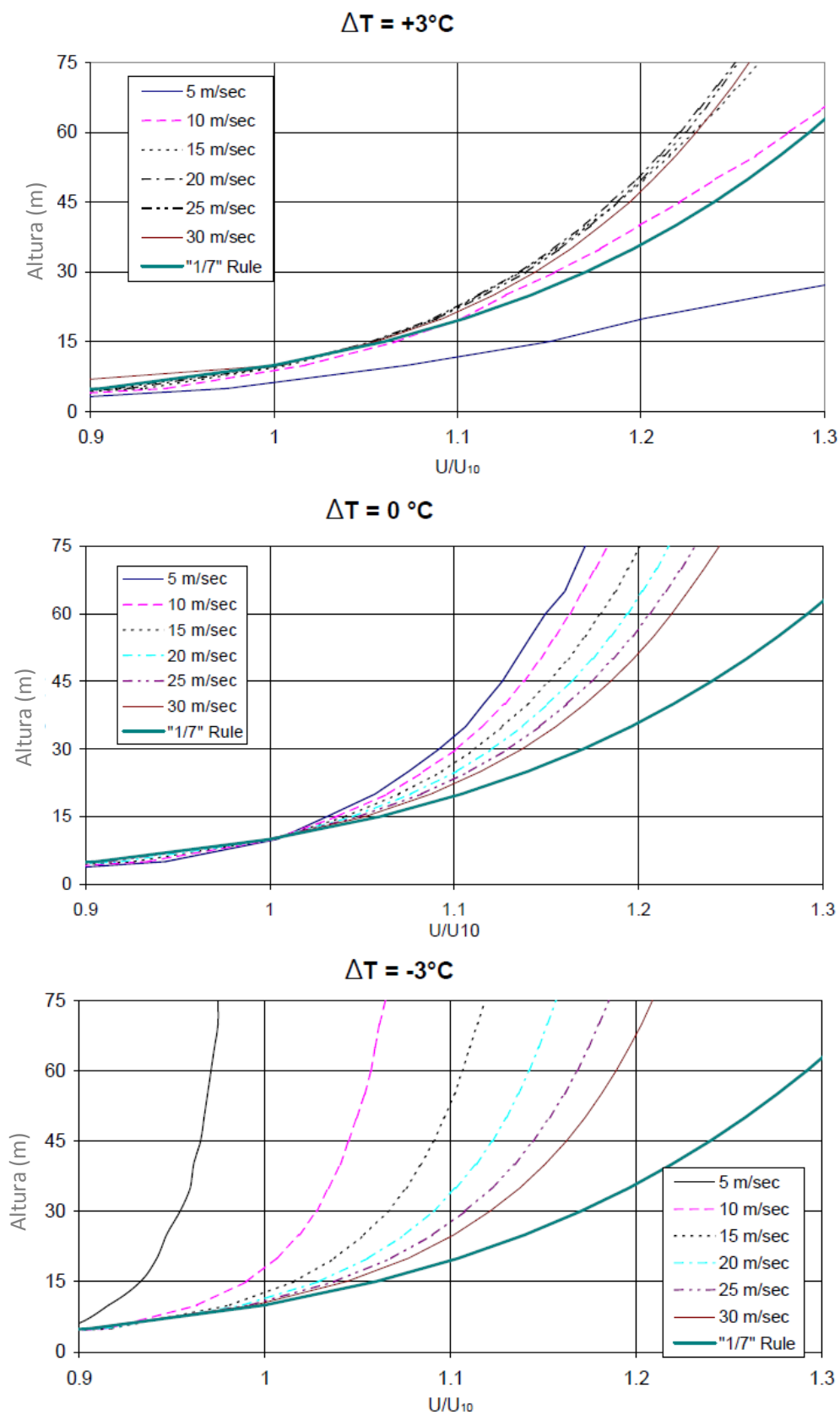


Figura 38 - Variação do coeficiente de instabilidade ($R_T = U/U_{10}$), com a elevação e a diferença de temperatura entre ar e água (ΔT)

Fonte: U. S. Army Coastal Engineering Research Center, 2008

A velocidade dos ventos é frequentemente registrada como velocidade média horária, mas as rajadas normalmente ocorrem com durações da ordem de segundos a minutos (U . *S. Army Coastal Engineering Research Center*, 1983; *U. S. Army Corps of Engineers*, 2002). A velocidade média horária do vento pode ser convertida em velocidades médias para outras durações com o uso da Equação [84], que origina o diagrama da Figura 39, o qual é usado para estimar o coeficiente de correção da intensidade do vento (R_U) em função da duração do vento (t) e da velocidade média horária do vento (U_{3600}), ou seja:

$$R_U = \frac{U}{U_{3600}} = 1,277 + 0,295 \tanh \left[0,9 \log_{10} \left(\frac{45}{t} \right) \right] \quad [84]$$

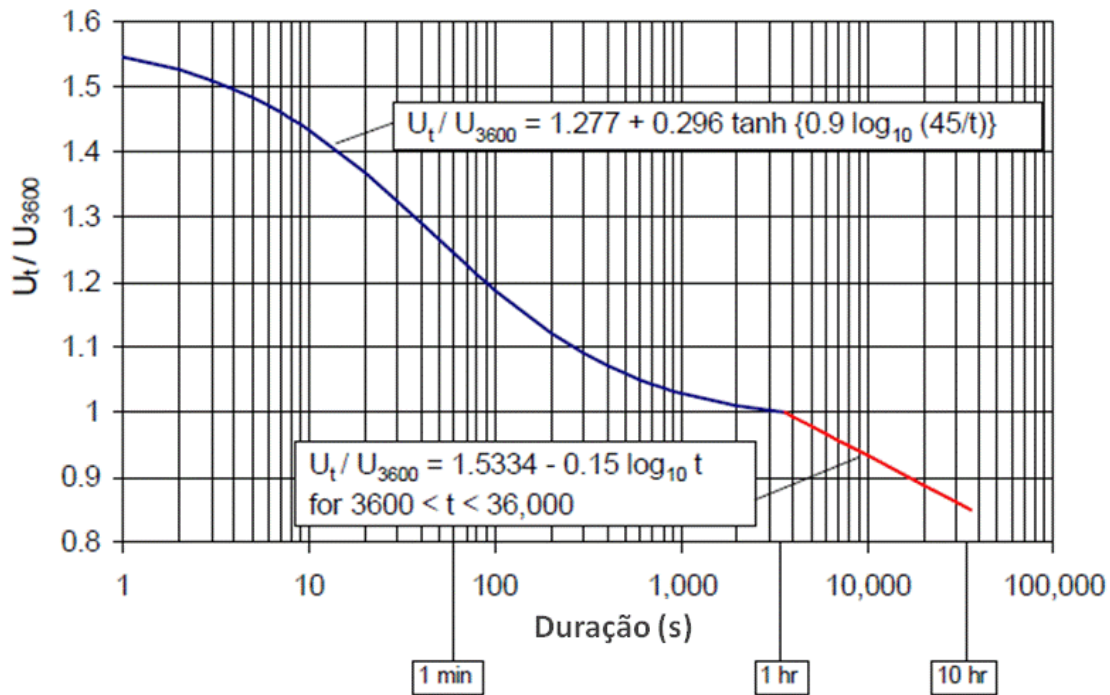


Figura 39 - Razão U_t/U_{3600} em relação à duração t
 Fonte: *U. S. Army Coastal Engineering Research Center*, 1984

2.5.4 Duração do vento e ondas

A duração do vento é um elemento importante para definição do regime do campo de ondas. Quando a duração do vento for menor do que aquela necessária ao estabelecimento da onda limite, dispondo ainda de *fetch* para se desenvolver, diz-se que a onda é limitada pela duração.

Entretanto, a maior parte das equações paramétricas assume que o campo de ondas deve ser limitado pelo *fetch* (Etemad-Shahidi *et al.*, 2009); nesses casos, a duração do vento mínima deve levar em conta o maior *fetch* e a velocidade do vento envolvida. A formulação é

derivada do método SMB (Bretschneider *et al.*, 1966) e usa como dado de entrada o *fetch* determinado pelo método de Saville. A duração mínima para se atingir a condição de campo de ondas limitado pelo *fetch* (t_{min}) é parametrizada pela equação a seguir, como função da intensidade do vento a dez metros de altura (U) e o *fetch* adimensional (gF/U^2). Pelo uso dessa equação foi gerado o diagrama representado na Figura 40.

$$t_{min} = 6.5882 \left(\frac{U}{g} \right) \exp \left\{ \left[0.0161 \left(\ln \left(\frac{gF}{U^2} \right) \right)^2 - 0.3692 \left(\ln \left(\frac{gF}{U^2} \right) \right) + 2.2024 \right] + 0.8798 \left(\ln \left(\frac{gF}{U^2} \right) \right) \right\} \quad [85]$$

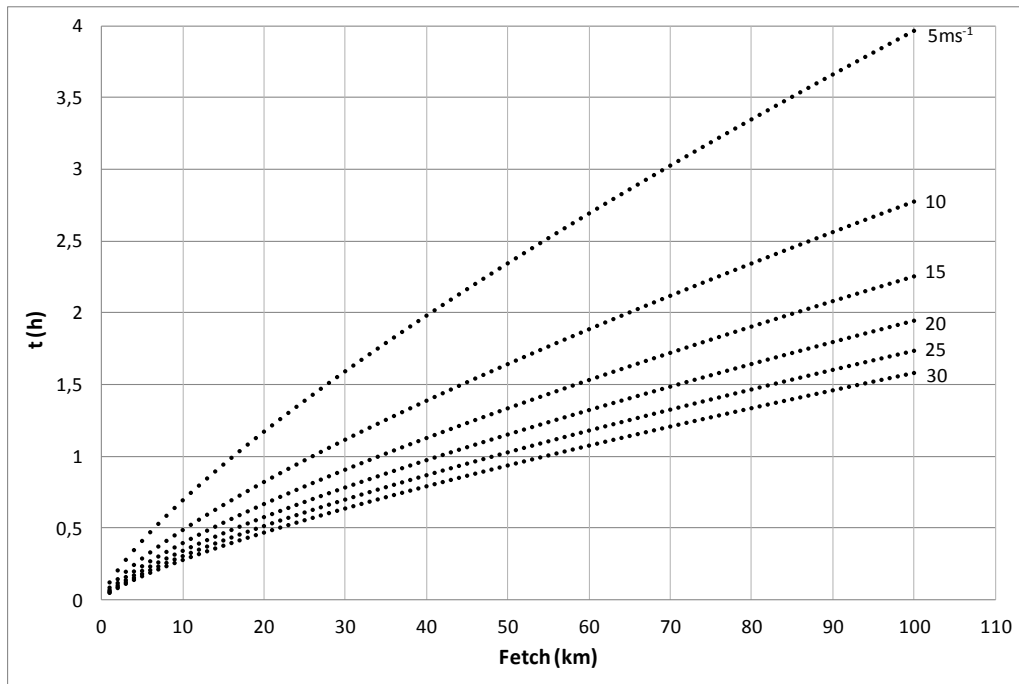


Figura 40 - Duração mínima do vento para o estabelecimento de ondas limitadas pelo *fetch*

"Não é só aquilo que você sabe, mas o que você faz com aquilo que você sabe".
(Aldous Huxley, escritor inglês)

3 MATERIAIS

3.1 ÁREAS DE ESTUDO

Nas ações envolvendo a concepção de um método gráfico, geral e de determinação rápida do maior comprimento do *fetch* em um corpo de água, foram modelados 68 corpos de água localizados em dez países. Todos os corpos de água possuem a característica comum de serem totalmente limitados pelas margens. Quanto à superfície, o menor de todos é o reservatório de Vossoroca, localizado entre a cidade de Curitiba e o litoral do Paraná, com 5,1 km² de espelho d'água e *fetch* máximo de 1,15 km. O maior corpo d'água analisado foi o Lago Superior, com 82.414 km² de superfície e *fetch* máximo de 253 km. Portanto, a razão entre os maiores valores de *fetch* entre o maior e o menor corpo de água foi de 220. Para cada corpo de água foram determinados 16 mapas temáticos de distribuição do *fetch*. As localizações dos corpos d'água estão ilustradas na Figura 41 e a relação dos locais analisados é listada na Tabela 16.



Figura 41 - Distribuição geográfica dos corpos de água modelados
Tabela 16 - Relação dos corpos de água modelados

1	Araruama	21	Furnas (7° Brasil)	41	Jurumirim	61	Palmital	81	Serra da Mesa (5° Brasil)
2	Athabasca	22	Great Bear	42	Lagoa dos Patos	62	Paminhas	82	Sobradinho (1° Brasil)
3	Balbina	23	Great Slave	43	Lake of the Woods	63	Paraguaçu	83	St Claire
4	Bariri	24	Guaíba	44	Leman	64	Passo Fundo	84	Superior (sem ilha)
5	Barra Bonita	25	Guarapiranga	45	Machadinho	65	Passo Real	85	Tanganica
6	Barra Grande	26	Huron	46	Mamia	66	Peixe (10° Brasil)	86	Tapajós
7	Barros	27	Ibitinga	47	Mangueira	67	Peixoto	87	Taquaruçu
8	Billings	28	Igarapava	48	Manitoba	68	Ponte Nova	88	Texoma
9	Campos Novos	29	Ilha Solteira (8° Brasil)	49	Mar Cáspio	69	Porto Colômbia	89	Titicaca
10	Caneu	30	Itá	50	Mar Menor	70	Porto Primavera (4° Brasil)	90	Três Irmãos
11	Carlyle	31	Itaipu (6° Brasil)	51	Maracaibo	71	Promissão	91	Três Marias
12	Caxiuanã	32	Itaipu-sul	52	Maricá	72	Quadros	92	Tucuruí (2° Brasil)
13	Coari	33	Itaparica	53	Marimbondo	73	Rosana	93	Volta Grande
14	Denison	34	Itapeva	54	Michigan	74	Salto Caxias	94	Vossoroca
15	Emborcação	35	Itumbiara	55	Mirim	75	Salto Ozório	95	Xingu
16	Erie	36	Jaguara	56	Molinos	76	Salto Santiago		
17	Ernestina	37	Jesuina	57	Mourão	77	San Roque		
18	Feia	38	Jordão	58	Nicarágua	78	São Simão		
19	Foz do Areia	39	Juparana Mirim	59	Ontario	79	Saquarema		
20	Funil	40	Jupia	60	Palmas	80	Segredo		

O processo de simulação foi precedido pelo desenvolvimento dos programas computacionais que materializam os conceitos do modelo e pela execução das atividades de geoprocessamento para preparação dos mapas georeferenciados das margens de cada corpo de água.

3.2 GEOPROCESSAMENTO DAS MARGENS

Nas tarefas de modelagem os corpos de água são identificados pelo traçado da linha que contorna a interface ar-água-terra. Eventuais variações no traçado da margem pela variação dos níveis de água foram desprezadas.

Os limites dos corpos d'água foram definidos a partir de imagens do Satélite *LANDSAT 5* geradas a partir de sensor do tipo *Thematic Mapper* (TM). Tais imagens possuem uma resolução espacial compatível com a escala necessária para a modelagem de campo de ondas geradas pelo vento. O sensor permite a obtenção de imagens com 30 metros de resolução espacial, o que permite a geração de uma base cartográfica adequada de 1:100.000. Foi adotada a Banda 4 (infravermelho próximo). A seleção das imagens foi feita evitando-se imagens com cobertura de nuvens, presença forte de aerossóis e eventual presença de gelo e neve sobre lagos de maior latitude.

Os dados possuem projeção *UTM* e o geóide adotado é o *WGS 84*.

Após a seleção das imagens e organização dos dados, estes foram processados em ambiente de Sistema de Informação Geográfica (*SIG*) pela utilização do software *Global Mapper* e *Envi*. Para casos em que foi necessária mais de uma imagem para cobrir adequadamente o corpo de água, as cenas foram montadas por meio de mosaico. Com o mosaico foram definidos limiares baseados nos valores numéricos dos pixels, os quais

definem os limites entre corpos d'água e superfície terrestre. Esses limiares variam para cada cena porque há variações radiométricas entre a aquisição das imagens. Portanto, a definição do limiar foi definida a partir da interpretação dos alvos.

Após a definição dos limiares, essas linhas foram processadas para correção pela presença de eventuais entidades indesejadas, e as iguais estão compreendidas a eventual presença de pequenas nuvens e de corpos de água. Nesta etapa foi feita ainda a exclusão de pequenos corpos d'água externos à região de interesse.

Após definidos, os limites foram exportados no formato *DXF*, permitindo o processamento por programas *CAD*, com a linguagem de programação *LISP*.

3.3 LINGUAGEM DE PROGRAMAÇÃO LISP

As soluções computacionais apresentadas neste estudo foram elaboradas com base na linguagem computacional *LISP*, de programação científica, criada durante a década de 1950, no *Massachusetts Institute of Technology* (MIT). Devido às suas características de programação recursiva e manipulação de estruturas de dados genéricos, o *LISP* tornou-se a linguagem de programação padrão no desenvolvimento de sistemas de inteligência artificial.

O *AutoLISP* é uma implementação da linguagem *LISP* desenvolvida dentro do ambiente do *AutoCAD*. O *VisualLISP* é a nova geração de ambiente de programação em *AutoLISP*, criado de modo a facilitar o desenvolvimento e depuração de rotinas em linguagem *AutoLISP*.

Portanto, o *LISP* não se trata de uma linguagem voltada para soluções numéricas como ocorre com linguagens como o *FORTRAN* ou o *C++*. O *LISP* em ambiente *AutoCAD* manipula entidades dentre as quais os mais comuns são pontos e linhas. O desenvolvimento das soluções apresentadas pelo presente estudo demandou uma adaptação desconhecida pela literatura especializada até o momento, que consiste basicamente em conceber processos comuns aos métodos numéricos por meio de uma abordagem geométrica. Essas adaptações trouxeram certa facilidade em alguns aspectos, como, por exemplo, no traçado das radiais necessárias ao cálculo do *fetch* efetivo. No entanto trouxeram desafios, notadamente de solução bem mais complexa, como na definição de malhas e na ação de percorrer os nós gerados. Especificamente neste caso o desafio foi agravado pelo formato irregular das margens que circunscrevem os espelhos d'água.

A aplicação do *LISP* nos aplicativos que compõem o presente trabalho constitui-se,

portanto, em uma solução não convencional. Grande parte do êxito dos aplicativos está na escolha da plataforma *CAD* com linguagem *LISP*, pela versatilidade gráfica em tratar a hipótese desta Tese, de que a geometria do corpo de água seja predominante no processo de simulação de campos de ondas. A geometria está presente no aspecto irregular das margens, na eventual presença de ilhas e nas formas sinuosas e dendríticas dos corpos d'água.

Os aplicativos aqui desenvolvidos podem ser executados em plataformas de projeto assistido por computador com interpretadores *LISP* como o *AutoCAD*, *zwcAD* e *CorelCAD*.

“Essa tendência de matematizar fenômenos naturais é também uma possibilidade de expressão (...). A ciência conhece apenas fragmentos da realidade”. (Frei Beto, escritor e religioso brasileiro).

4 MODELOS DE SIMULAÇÃO COMPUTACIONAL

4.1 MODELO NUMÉRICO SWAN

O modelo *SWAN*, acrônimo de *Simulating Waves Nearshore*, constitui-se no módulo de ondas do modelo numérico *DELFT3D* desenvolvido pela Universidade de Delft (TUDelft), Holanda. O programa é distribuído gratuitamente, concebido em código aberto e largamente utilizado em pesquisas e atividades de consultoria (Holthuijsen, 2007).

Trata-se de um modelo de propagação da agitação marítima desde o largo até próximo da costa considerando os processos físicos de refração, difração e empolamento devido a variações do fundo e presença de correntes, crescimento de onda por ação dos ventos, rebentação por influência do fundo e por excesso de declividade (*whitecapping*), dissipação de energia devido à fricção do fundo, bloqueio e reflexão por correntes opostas e transmissão através de obstáculos (Booij *et al.*, 1996).

O modelo numérico de ondas oceânicas é utilizado para estimar o espectro de ondas em águas costeiras, lagos, reservatórios, baías e estuários. Pode ser aplicado mediante a utilização de campos de vento variável, batimetria e correntes (Wood *et al.*, 2001).

Um importante aspecto na concepção de modelos numéricos para uso operacional é o tempo de processamento requerido (Maliska, 1995), o qual é fortemente afetado pelos métodos numéricos adotados, especialmente nos esquemas de propagação das ondas através do espaço geográfico (Holthuijsen, 2007). Nesses esquemas geralmente se utiliza o método das diferenças finitas, o qual é simples, robusto e econômico para aplicações em águas oceânicas (Nunes, 2002).

O modelo *SWAN* representa os processos de geração pelo vento, interações entre ondas, dissipação por crista branca e fricção de fundo idênticos aos adotados no modelo WAM. A geração de ondas é baseada no mecanismo de Miles (Miles, 1957; Janssen, 1991).

Quanto à dissipação de energia da onda, o modelo segue as teorias apresentadas pelos seguintes trabalhos: dissipação por crista branca (Hasselmann *et al.*, 1973); dissipação de fundo (Hasselmann *et al.*, 1980; Collins, 1972; Madsen *et al.*, 1988); quebra da onda (Battjes & Janssen, 1978).

4.1.1 Equação do balanço de ação

O campo de ondas na zona em estudo é caracterizado pelo espectro bidimensional de densidade da ação de ondas. Essa representação permite a aplicação em áreas onde predomine o crescimento de ondas pela ação do vento, ou onde o estado de mar antecedente esteja presente. A propagação da agitação, nos modos estacionário ou não estacionário, nos espaços geográfico e espectral, é realizada utilizando esquemas numéricos implícitos. A zona em estudo pode ser descrita com coordenadas cartesianas ou esféricas (Booij *et al.*, 1996).

A modelagem da propagação das ondas em zonas costeiras utilizando o modelo *SWAN* baseia-se na evolução da densidade de ação $N(x, t, \sigma, \theta)$, no espaço x e no tempo t , ao invés do espectro de densidade de energia $E(\sigma, \theta)$. Isso porque a densidade de ação é conservada na presença de correntes, ao contrário da densidade de energia (Whitham *et al.*, 1974 apud Holthuijsen, 2007), conforme a equação a seguir:

$$N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma} \quad [86]$$

sendo σ a frequência angular e θ a direção das ondas. No modelo *SWAN* a equação de balanço espectral [66] é integrada através de esquemas numéricos implícitos, pelo método de diferenças finitas, no tempo, espaço geográfico e domínio espectral. O tempo é discretizado com um intervalo de tempo Δt constante para integrar, simultaneamente, os termos relativos à propagação das ondas e os termos fonte $S(\sigma, \theta)$ (Wood *et al.*, 2001).

O espaço geográfico é descrito por uma malha retangular definida por células Δx e Δy constantes nas direções x e y , respectivamente. O espaço espectral é discretizado com resolução constante, direcional $\Delta \theta$ e frequência relativa $\Delta \sigma / \sigma$ (Booij *et al.*, 1996). As equações base do modelo *SWAN* são mostradas na Figura 42.

A equação de balanço de energia do modelo *SWAN* é tratada como nos modelos *WWATCH* e *WAM* (Tolman, 1997, 1999), mas com a física de ondas mais apropriada para águas rasas. Os modelos *WWATCH* (Tolman, 1991) e *SWAN* (Booij *et al.*, 1996) são considerados variantes do modelo *WAM* (Wamdi, 1988). Um dos centros que ainda mantém o *WAM* é o *European Centre for Medium-Range Weather Forecasting (ECMWF)*. O modelo *WWATCH* possui toda física do modelo *WAM*, mas tem uma concepção computacional diferente, talvez mais amigável para o usuário (Innocentini *et al.*, 2003). A distinção mais marcante é que o modelo *SWAN* inclui as interações não lineares de 3 ondas, enquanto os modelos *WAM* e *WWATCH* consideram as interações não lineares entre 4 ondas.

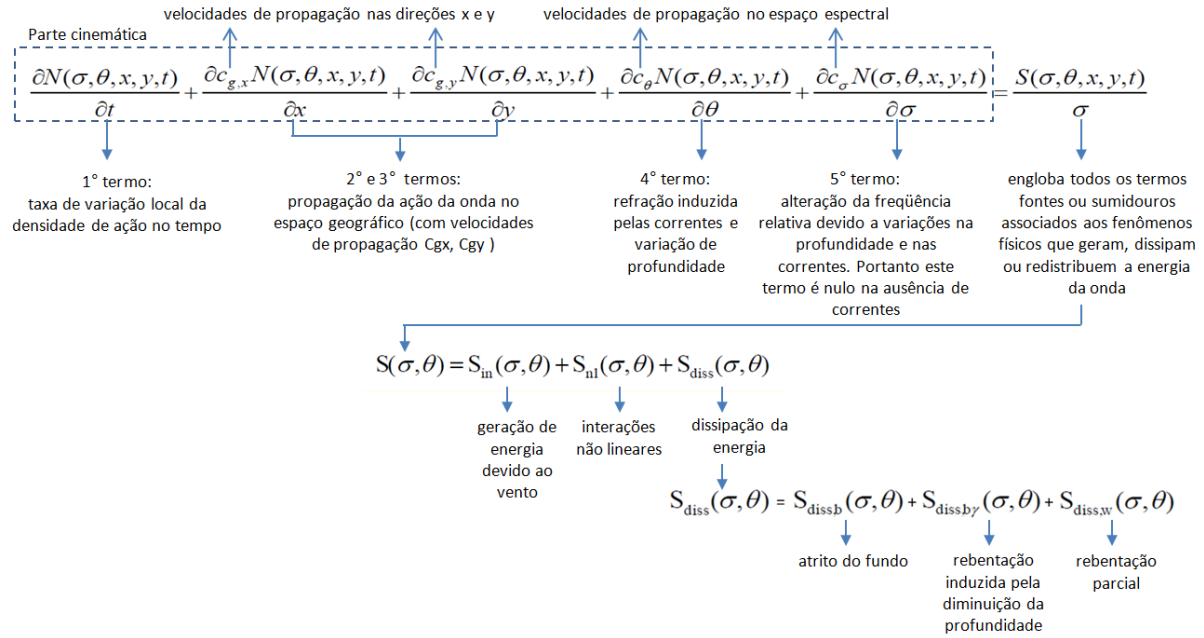


Figura 42 - Equações base do modelo SWAN

No presente trabalho, o módulo de ondas foi implementado isoladamente, em detrimento do módulo hidrodinâmico, pelas seguintes razões:

(1º) Correntes: nos lagos e reservatórios predominam as baixas velocidades, de forma que a influência de correntes na formação de ondas foi negligenciada. Mesmo em se tratando de corpos de água de menor profundidade, somente as correntes horizontais com velocidades superiores a $0,5 \text{ ms}^{-1}$ passam a interferir significativamente na altura da onda (Bhowmik & Stall, 1978; Burrows & Hedges, 1985). No lago Guaíba, por exemplo, as correntes têm velocidade média de $0,1 \text{ ms}^{-1}$ e máxima de $0,15 \text{ ms}^{-1}$ (DNAEE, 1983; Nicolodi, 2007);

(2º) Nível d'água: Assim como nos trabalhos de Toldo Jr. (1994) e Toldo Jr. *et al.* (2000), Wood *et al.* (2001), Jin & Ji (2001) e Nunes (2002), o nível foi considerado constante para fins de modelagem de ondas;

(3º) Foram utilizadas coordenadas cartesianas, sistema de projeção de Mercator e convenção náutica para a direção dos ventos e ondas. A grade espacial foi composta de uma malha estruturada do tipo retangular com resolução de 15 mil pontos, onde qualquer cota igual ou superior a zero foi considerada nula. Os contornos dos corpos de água modelados foram considerados fechados.

Como o modelo *SWAN* parte de uma condição inicial estática, o mesmo é inicializado com um espectro de *JONSWAP*, computado através de velocidades de vento na elevação de 10 metros acima da interface água-ar. O modelo utiliza a curva de crescimento de amplitude

de onda em águas profundas de Kahma & Calkoen (1992) e os valores de altura significativa e frequência de pico do espectro de Pierson & Moskowitz (1964) *apud* Holthuijsen (2007).

A propagação das ondas causa redistribuição de energia por meio de interações não lineares, as quais são responsáveis pela suavização do pico de frequência com a evolução do espectro no tempo. Em águas profundas, as interações quádruplas dominam a evolução do espectro e transferem energia do pico espectral para as frequências menores e para as maiores, onde a energia é dissipada pela formação de crista branca. Já em águas rasas, as interações triplas transferem energia das frequências menores para as maiores (Nicolodi, 2007).

O modelo *SWAN* utiliza a aproximação de Hasselmann *et al.* (1973) para descrever as interações quádruplas e a aproximação de Eldeberky & Battjes (1996) para descrever as interações triplas (Booij *et al.*, 1996).

4.1.2 Geração de ondas pelo vento

O modelo *SWAN* utiliza o vento a 10 metros de altura. No entanto, sua utilização é precedida pela conversão em velocidade de atrito (u_*) pela utilização do coeficiente de rugosidade (C_D), isto é:

$$u_*^2 = C_D U_{10}^2 \quad [87]$$

No modelo *SWAN* o coeficiente C_D é determinado com base nas seguintes expressões apresentadas por Wu (1982):

$$C_D = 1,2875 \times 10^{-3}; \quad \text{para } U_{10} < 7,5 \text{ ms}^{-1} \quad [88]$$

$$C_D = (0,8 + 0,065 U_{10}) \times 10^{-3} \quad \text{para } U_{10} \geq 7,5 \text{ ms}^{-1} \quad [89]$$

Quanto ao processo de geração de ondas pelo vento é adotado aquele apresentado por Miles (1957), suplementado pela parcela referente ao mecanismo de Phillips (1958), isto é:

$$S_{in}(\sigma, \theta) = \alpha + \beta E(\sigma, \theta) \quad [90]$$

sendo α e β coeficientes constantes.

Para o crescimento inicial das ondas são utilizadas as expressões de Cavaleri & Malanotte-Rizzoli (1981), limitadas pelo espectro de Pierson & Moskowitz (1964), ou seja:

$$\alpha = \frac{1,5 \times 10^{-3}}{g^2 2\pi} [u_* \cos(\theta - \theta_{wind})]^4 G \quad \text{para } |\theta - \theta_{wind}| \leq 90^\circ \quad [91]$$

$$\alpha = 0 \quad \text{para } |\theta - \theta_{wind}| > 90^\circ \quad [92]$$

O coeficiente β para crescimento exponencial da onda é dependente da velocidade de

fase (c) e das massas específicas do ar e da água (ρ_a e ρ_w), assumindo a formulação baseada em Snyder *et al.* (1981) e Komen *et al.* (1994):

$$\beta = \max \left\{ 0, 025 \frac{\rho_a}{\rho_w} \left[28 \frac{u_*}{c} \cos[\theta - \theta_{wind}] - 1 \right] \right\} \sigma \quad [93]$$

4.1.3 Validação do modelo numérico SWAN

O modelo *SWAN* é mundialmente difundido e utilizado, tendo sido validado por Ris *et al.* (1999) em estudos na Alemanha e Holanda, totalizando cinco estudos de caso, conforme Nicolodi (2007). Ainda segundo Nicolodi (2007), os dois casos mais relevantes foram em *Freiesche Zeegat* e *Haringvliet*, ambos na costa da Holanda. Os resultados das correlações em ambas as simulações indicam que o erro médio é de aproximadamente 10% para alturas significativas e períodos das ondas. O modelo reproduziu 86% das modificações na altura e 73% no período, com uma tendência de sobre-estimar os valores de H_s e subestimar os valores de T_s .

Os resultados foram considerados dentro da expectativa, sendo que a correlação obtida assemelha-se àquela obtida na maioria dos trabalhos consultados na literatura (Ris *et al.*, 1999; Wood *et al.*, 2001; Shan-Hwei *et al.*, 2002; Pires-Silva *et al.*, 2002; Rusu *et al.*, 2002; Ou *et al.*, 2002; Rogers *et al.*, 2003; Hsu *et al.*, 2005; Zijlema & Westhuysen, 2005).

Gorman & Nielson (1999) *apud* Nicolodi (2007) aplicaram o modelo *SWAN* em um estuário da Nova Zelândia, visando descrever os processos relacionados ao termo de crescimento das ondas. Os dados de ondas e correntes foram obtidos por meio de seis sensores de pressão instalados ao longo do estuário. Os autores concluíram que o modelo tem grande potencial para representar processos individuais, sendo capaz de promover uma boa representação das transformações das ondas em um complexo ambiente com fortes correntes, batimetria variável e presença de marés.

Trabalhos como o realizado na baía de Chesapeake (Lin *et al.*, 1998), no lago Okeechobee (Jin & Ji, 2001) e no lago Guaíba (Nicolodi *et al.*, 2010) verificaram a aplicabilidade do modelo *SWAN* em ambientes abrigados, confrontando-o com outros modelos e com dados medidos em campo.

4.2 MODELO INTERPLOT

As simulações realizadas nos modelos *ONDACAD* e *SWAN* usam o campo de vento como forçante. Para pequenas distâncias o vento tende a manter uniforme tanto a intensidade como a direção para certa duração. Com o aumento da escala espacial, passa a ser necessária a aplicação de métodos de interpolação espacial do vento monitorado em estações esparsas. Deste modo, corpos de água de maiores dimensões não são adequados para a aplicação da hipótese de campo de vento uniforme. Essa constatação levou à necessidade do desenvolvimento do modelo *INTERPLOT* para interpolação bidimensional do vento.

O modelo *INTERPLOT* assume as seguintes hipóteses: (1) todas as estações estão localizadas na mesma elevação e, portanto, os vetores gerados por interpolação são coplanares; e (2) as variações de rugosidade, provocadas pelo uso e ocupação do solo na área de interpolação, não são consideradas;

O modelo reconhece e interpreta os dados de vento por meio de arquivo em formato *ascii*. O arquivo deve ser composto por cinco elementos: (1) nome da estação entre aspas; (2) latitude; (3) longitude; (4) intensidade do vento; e (5) variação de temperatura entre a superfície da água e do solo, para o caso de estação meteorológica instalada sobre a água. Os elementos devem ser separados por espaço ou tabulação e deve ser empregado o ponto como separador decimal.

Os dados recebidos são corrigidos para a localização da estação (se instalada em terra ou na água), elevação do anemômetro, variação de temperatura entre o ar e o solo e condição atmosférica da camada limite. A estrutura esquemática do módulo de correção do arquivo é mostrada na Figura 43.

Após as correções, o vento na estação está pronto para servir de base para o processo de interpolação. O processo é precedido por uma ação gráfica que consiste no traçado do domínio considerado. A escolha do tipo de domínio fica a critério do operador do modelo, o qual pode constituir-se em fronteira física, política ou, no caso de simulação de ondas, na representação gráfica das margens do reservatório. Com base no domínio escolhido, o modelo gera uma malha estruturada retangular. Em cada nó dessa malha é gerado um vetor produzido pelo processo de interpolação.

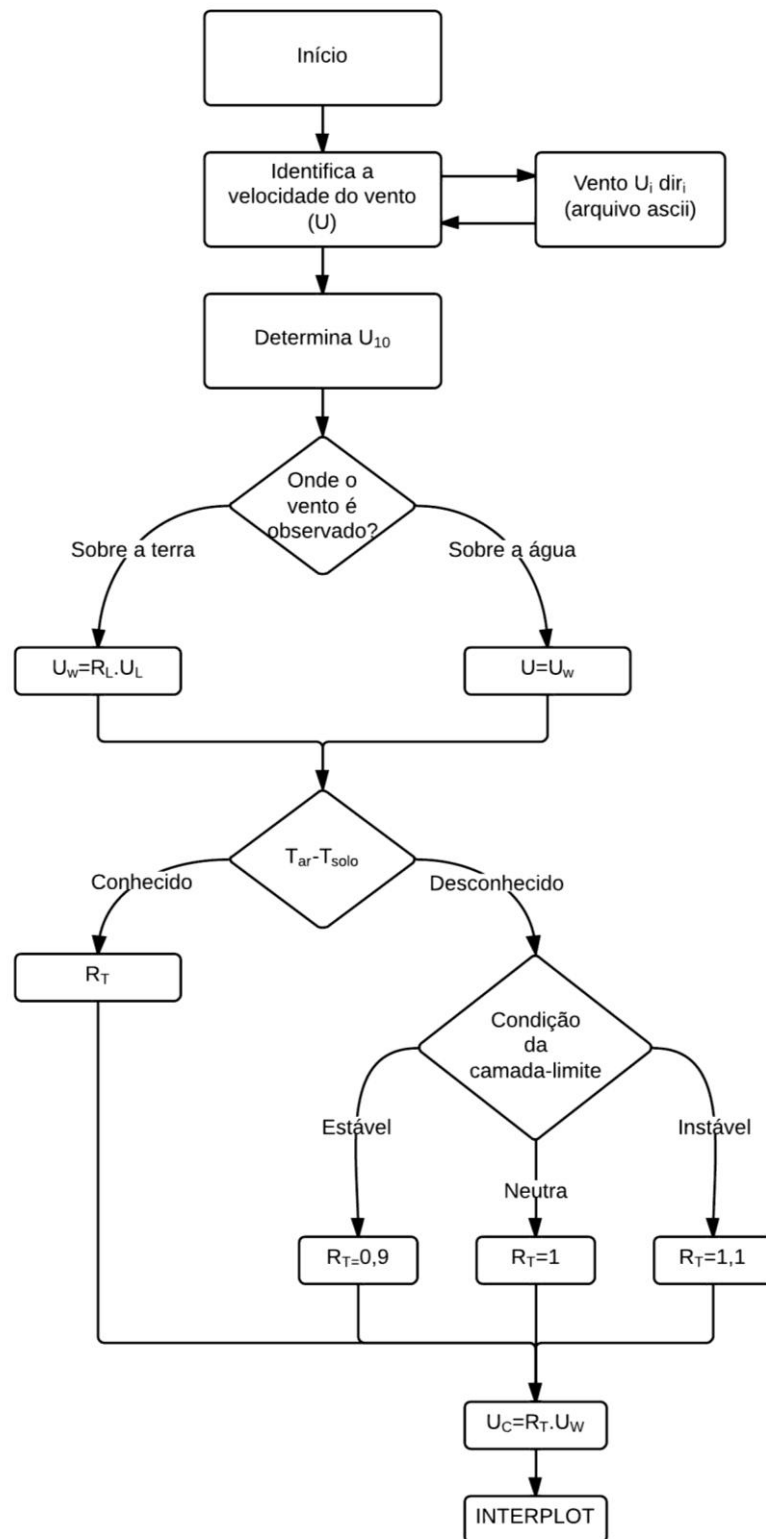


Figura 43 - Esquema de ajuste do dado de vento

O modelo *INTERPLOT* gera o campo de vento para as direções i e j , perpendiculares entre si, por meio de interpolação pelo método do inverso ponderado da distância, conforme as equações seguintes:

$$u_i = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{u_i}{r_i^\beta}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{r_i^\beta}} \quad [94]$$

$$u_j = \frac{\sum_{j=1}^n \frac{u_j}{r_j^\beta}}{\sum_{j=1}^n \frac{1}{r_j^\beta}} \quad [95]$$

Nas duas equações o valor interpolado do vento (u_i , u_j) é obtido com base na distância (r_i , r_j) entre o nó da grade e a estação; β é o expoente de ponderação e n o número de estações anemométricas envolvidas.

A Figura 44 mostra esquematicamente o processo de interpolação.

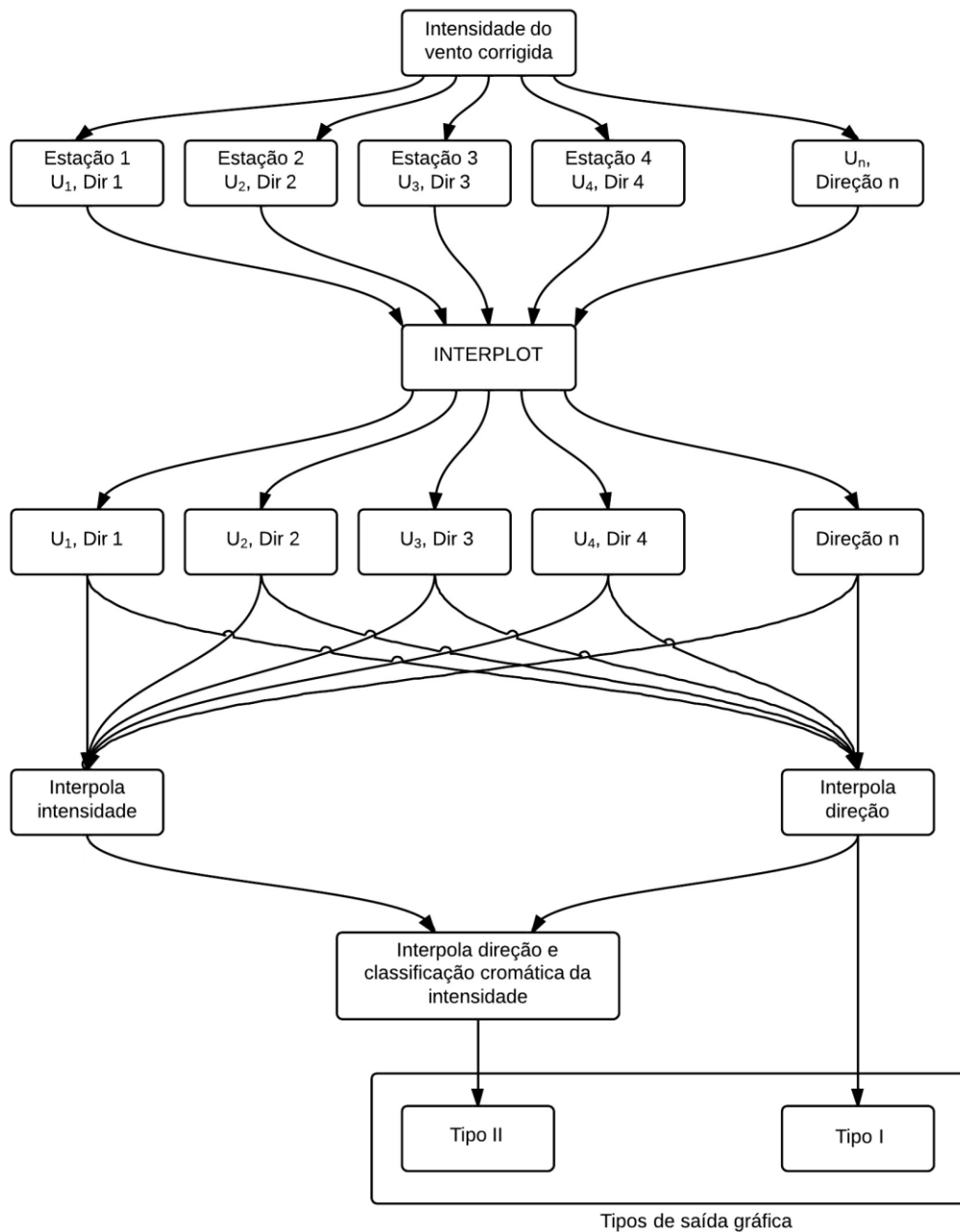


Figura 44 - Esquema dos dados de entrada e da interpolação para estimativa dos campos de vento

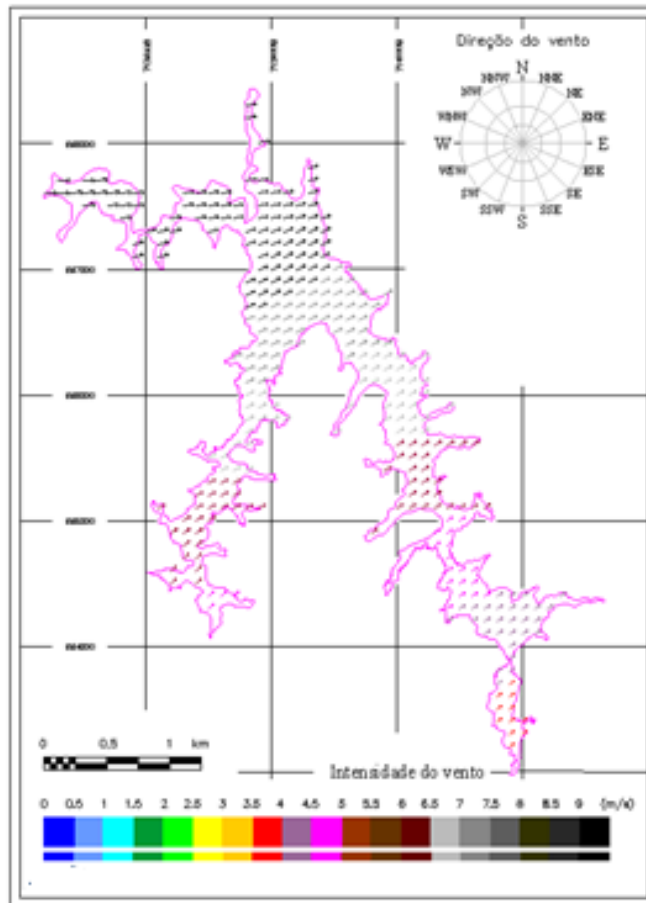


Figura 46 - Simulação do campo de ventos para o reservatório de Vossoroca

4.3 MODELO ONDACAD

Intuitivamente parece razoável afirmar que a geometria de um corpo de água influencia o campo de ondas gerado pela ação do vento. Ao observar as proximidades da margem de um corpo de água sob a ação do vento, visto do alto, percebe-se que a rugosidade que se forma na água pelo contato com o vento tende a acompanhar o formato das margens. Logo, algumas regiões do reservatório estão mais sujeitas à ação do vento e, provavelmente, estão mais sujeitas à ocorrência de ondas de maior amplitude.

Em águas continentais é verificada a presença de ondas geradas pelo vento, tanto quanto em áreas oceânicas, porém com uma importante diferença de que em águas continentais verifica-se a interferência da margem, a qual afeta diretamente a transferência de energia do vento, atenuando a altura da onda.

A onda recebe energia do vento e, em águas interiores de grandes espelhos de água, a conformação das margens constitui-se no principal atenuador da transferência de energia.

Nesses locais o *fetch* representa a superfície da água em contato com o vento. Deste modo, um método que defina um campo de *fetch* pode, em teoria, ser utilizado para expressar a potencial transferência de energia pelo vento e, conseqüentemente, permitir a obtenção do campo de ondas. Essa condição torna oportuna a concepção de um modelo híbrido de previsão, de modo a aproveitar o estágio atual de desenvolvimento computacional viabilizando a concepção de um modelo paramétrico de representação bidimensional.

O resultado de um modelo numérico de terceira geração constitui-se em elemento indispensável neste processo de correlação da altura significativa da onda com o comprimento do *fetch* e a intensidade do vento. Essa teoria leva à hipótese que norteia este trabalho, a qual considera que a altura da onda pode ser determinada de modo confiável e ágil exclusivamente com base na geometria do reservatório e no campo de vento incidente.

No processo de determinação de uma equação paramétrica com base nos resultados de um modelo numérico torna-se essencial a determinação da forma geral da equação esperada e dos respectivos coeficientes a determinar.

Julgou-se conveniente nesta etapa gerar a estrutura da equação paramétrica com base na equação de onda do modelo SWAN, considerando as correlações entre grandezas adimensionais de energia (E^*), altura de onda (H^*) e *fetch* (F^*).

4.3.1 Balanço de energia

Os modelos numéricos obtêm o campo de ondas pela propagação do espectro no espaço e no tempo. De forma geral esses modelos estão baseados na solução de uma equação de balanço de energia deste tipo:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + \nabla \bullet (c_g E) = S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad [96]$$

Um campo de ondas vai se desenvolvendo no espaço e no decorrer do tempo. Já o *fetch*, por depender da geometria do corpo de água, possui somente variação espacial.

Existe, no entanto, uma condição muito comum, na qual o campo de ondas passa a possuir somente variação espacial. Essa condição é assumida pela quase totalidade dos métodos paramétricos de estimativa de altura de ondas e se refere aos campos de onda limitados pelo *fetch*. Nestas condições, a duração do vento é suficiente para o desenvolvimento da onda, mas a indisponibilidade de *fetch* restringe o seu crescimento. Nesta condição de campo de onda condicionado pelo *fetch*, pela invariabilidade do espectro no

tempo, é nulo o termo $\partial E/\partial t$ na equação do balanço energético, ou seja:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = 0 \quad [97]$$

4.3.1.1 Termo advectivo

O termo advectivo $(\nabla \cdot c_g E)$, representa a propagação da energia da onda no espaço. A energia (E) e o termo adimensional de energia (E^*), dependentes da altura da onda (H), da massa específica da água (ρ) e da aceleração gravitacional (g), são obtidos, respectivamente, por:

$$E = \frac{1}{8} \rho g H^2 \quad [98]$$

$$E^* = \frac{g^2 E}{U^4} \quad [99]$$

Substituindo a equação [98] na equação [99], obtém-se uma relação entre os adimensionais de energia (E^*) e altura de onda (H^*), isto é:

$$E^* = \frac{\rho g^3 H^2}{8U^4} = \frac{1}{8} \rho g (H^*)^2 \quad [100]$$

Desde os estudos de Kitaigorodskii (1962), é condição comprovada que, para campo de ondas limitado pelo *fetch*, existe uma correlação entre os adimensionais de energia da onda por unidade de área ($g^2 E/U^4$) e o *fetch* adimensional (gF/U^2) (Jinhua & Yongming, 2012; Jordi & Wang., 2012; Aiki & Greatbatch, 2012). A formulação de Kahma & Calkoen (1992) é definida como:

$$\frac{g^2 E}{U^4} = 5,4 \times 10^{-7} \left(\frac{gF}{U^2} \right)^{0,94} \quad [101]$$

Portanto, pode-se generalizar que os adimensionais de energia (E^*) e *fetch* (F^*) sejam associados de forma não-linear segundo a equação a seguir:

$$E^* = \alpha_1 (F^*)^{\beta_1} \quad [102]$$

sendo α_1 e β_1 coeficientes constantes.

Como o termo advectivo da equação do modelo SWAN representa a variação do espectro de energia no espaço, assume-se que ele pode ser representando pela derivada da energia em relação ao *fetch* ($\partial E^*/\partial F^*$), ou seja:

$$\frac{\partial E^*}{\partial F^*} = \alpha_1 \beta_1 (F^*)^{\beta_1-1} \quad [103]$$

4.3.1.2 Termos fonte

O termo fonte total ($S=S_{in}+S_{nl}+S_{ds}$) é composto pelo aporte de energia pelo vento (S_{in}), pela transferência de energia pelas interações onda-onda (S_{nl}) e pela dissipação (S_{ds}). A relação da energia com a frequência é mostrada na Figura 47.

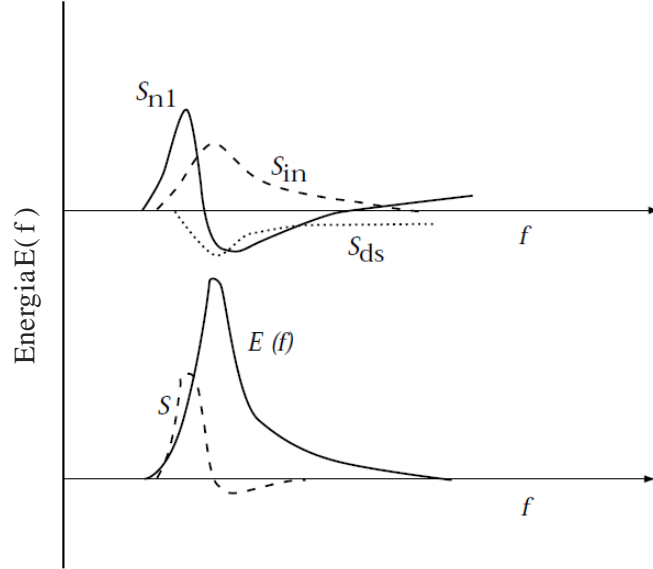


Figura 47 - Espectro de energia dos termos fonte
Fonte: adaptado de Jinhua & Shen, 2012

O diagrama na parte superior da Figura 47 revela a importância de cada termo para diferentes frequências. O diagrama da parte inferior revela que o termo fonte resultante constitui-se em uma fração da energia total, permitindo admitir, em termos adimensionais, a relação seguinte:

$$S = \alpha_2 (E^*)^{\beta_2} \quad [104]$$

A topologia não linear adotada entre o termo-fonte resultante e a energia deve-se à verificação, pela parte inferior da Figura 47, da proporção variável entre esses termos para diferentes frequências.

4.3.2 Equação paramétrica

As considerações feitas quanto à representação por termos adimensionais geraram as relações reescritas a seguir:

$$\frac{\partial E}{\partial t} = 0 \quad [105]$$

$$\nabla \bullet (c_g E) = \frac{\partial E^*}{\partial F^*} = \alpha_1 \beta_1 (F^*)^{\beta_1 - 1} \quad [106]$$

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} = \alpha_2 (E^*)^{\beta_2} \quad [107]$$

Substituindo os termos adimensionais na Equação [96], chega-se a:

$$\alpha_1 \beta_1 (F^*)^{\beta_1 - 1} = \alpha_2 (E^*)^{\beta_2} \quad [108]$$

Como o interesse é o de exprimir uma equação paramétrica em termos da altura da onda e não propriamente da energia total, substituindo a relação dada pela Equação [100] na Equação [108], obtêm-se:

$$\alpha_1 \beta_1 (F^*)^{\beta_1 - 1} = \alpha_2 \left(\frac{\rho g (H^*)^2}{8} \right)^{\beta_2} \quad [109]$$

$$\frac{\rho g (H^*)^2}{8} = \left(\frac{\alpha_1 \beta_1}{\alpha_2} \right)^{\frac{1}{\beta_2}} (F^*)^{\frac{\beta_1 - 1}{\beta_2}} \quad [110]$$

$$H^* = \left(\frac{8}{\rho g} \left(\frac{\alpha_1 \beta_1}{\alpha_2} \right)^{\frac{1}{\beta_2}} \right)^{\frac{1}{2}} (F^*)^{\frac{\beta_1 - 1}{2\beta_2}} \quad [111]$$

A última equação pode ser expressa como:

$$H^* = \alpha (F^*)^\beta \quad [112]$$

$$\alpha = \left(\frac{8}{\rho g} \left(\frac{\alpha_1 \beta_1}{\alpha_2} \right)^{\frac{1}{\beta_2}} \right)^{\frac{1}{2}} \quad [113]$$

$$\beta = \frac{\beta_1 - 1}{2\beta_2} \quad [114]$$

Deste modo, o desenvolvimento demonstra a possibilidade em se obter uma equação paramétrica do tipo potência que correlacione o termo de *fetch* adimensional ao termo de altura de onda adimensional pela determinação dos coeficientes α e β . Como demonstrado pelas equações [113] e [114] o interesse não é determinar os coeficientes α_1 , α_2 , β_1 e β_2 , mas determinar os coeficientes mais gerais α e β .

4.3.2.1 Determinação dos coeficientes α e β

Em termos gerais, para ilustrar o processo de obtenção de uma equação paramétrica,

deve ser considerada a instalação de um ondógrafo em um lago hipotético e ainda a instalação de um anemômetro próximo à margem. Com base na posição do ondógrafo determina-se a extensão do *fetch* para cada direção. Com o decorrer do tempo, os equipamentos registram simultaneamente dados de vento e onda. Utilizando-se os dados registrados e podendo-se correlacionar a direção do vento a valores de *fetch*, determina-se a nuvem de pontos em um diagrama adimensional. Para campo de ondas limitado pelo *fetch*, condição adotada pela quase totalidade das equações paramétrica na literatura, as grandezas adimensionais envolvidas referem-se ao *fetch* (gF/U^2) e à altura da onda (gH/U^2). A curva ajustada aos pontos representa a equação paramétrica determinada e, caso seja feita a opção por uma curva do tipo potência, ficam determinados os coeficientes α e β , conforme ilustra a Figura 48.

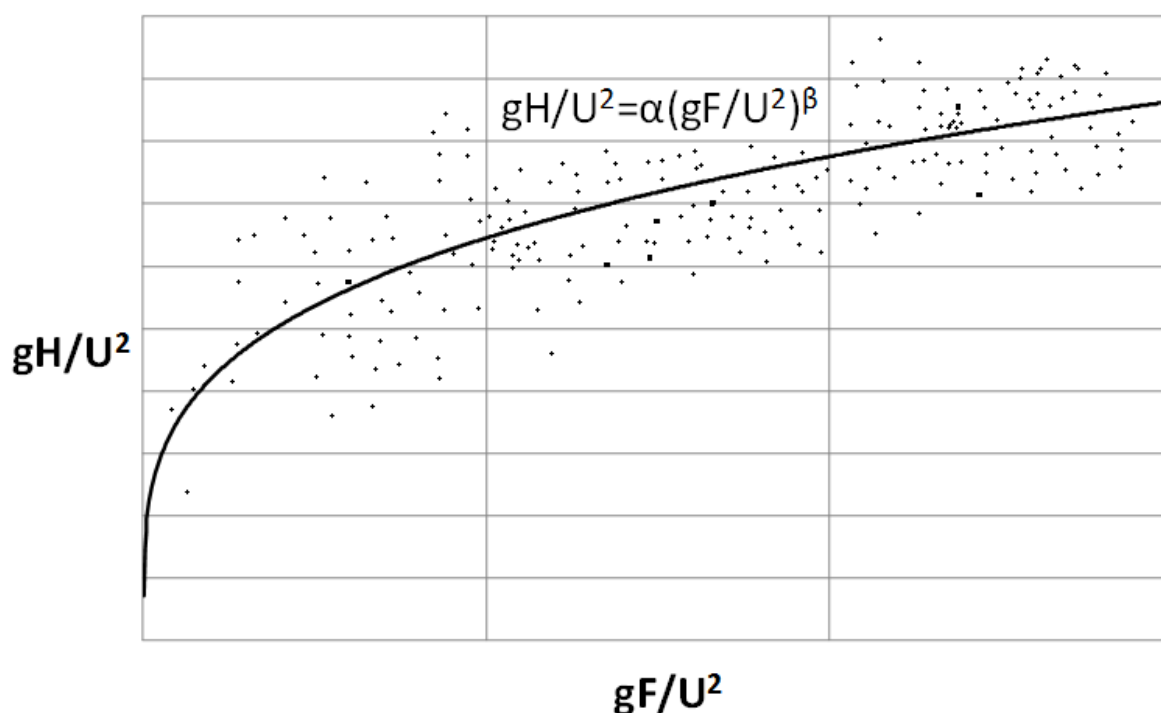


Figura 48 - Determinação dos coeficientes da equação paramétrica

Considerando razoável assumir que seja possível determinar de modo confiável a altura de onda com base e informações do vento e no *fetch*, a dispersão gerada em torno da curva ajustada torna-se indesejável. Um método para minimizar este problema é agrupar os pontos em função de determinado parâmetro, gerando o traçado de várias curvas, o que implicaria em curvas de coeficientes α e β diferentes.

Para sustentar essa hipótese e buscar um possível parâmetro, deve-se considerar simplificação do problema das margens com a instalação de um ondógrafo em um lago de formato triangular, conforme ilustra a Figura 49.

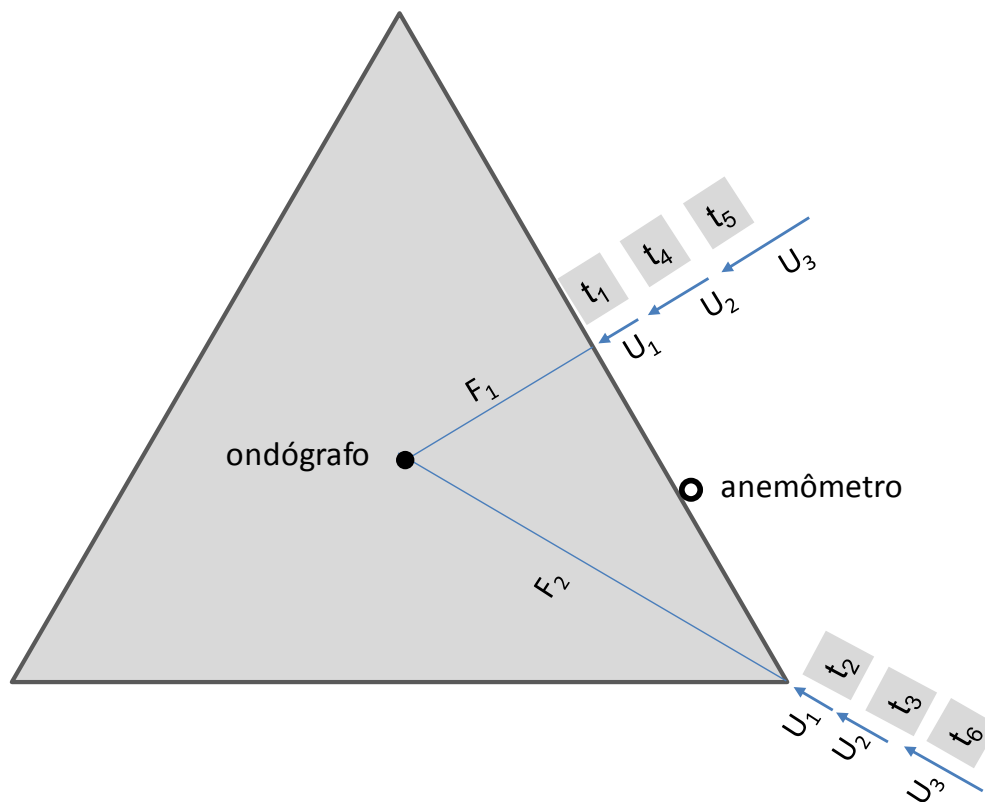


Figura 49 - Consideração sobre um ondógrafo e um anemômetro instalados em um lago triangular

Com base na imagem, não é importante conhecer o comprimento do *fetch*, bastando assumir que $F_2 > F_1$. Do mesmo modo, quanto às intensidades do vento, $U_1 < U_2 < U_3 \dots < U_n$.

Considera-se que o vento incidente alterna-se entre as direções 1 e 2 do seguinte modo: inicialmente, um vento de intensidade U_1 sopra sobre a extensão do *fetch* (F_1) gerando ondas de altura H_1 . Em um segundo momento o vento muda de direção, mantendo a intensidade (U_1), passando a soprar sobre um *fetch* maior (F_2) gerando ondas de altura maior (H_2). Em um terceiro momento o vento mantém sua direção (F_2), mas sua intensidade aumenta (U_2) passando a aumentar ainda mais a altura da onda (H_3). Retorna-se então para a direção 1 e continua-se o processo aumentando cada vez mais a intensidade do vento. Ao representar esses elementos (altura da onda, *fetch* e intensidade do vento) em um diagrama adimensional e agrupando os pontos para a mesma intensidade do vento, obtém-se o diagrama esquemático ilustrado na Figura 50.

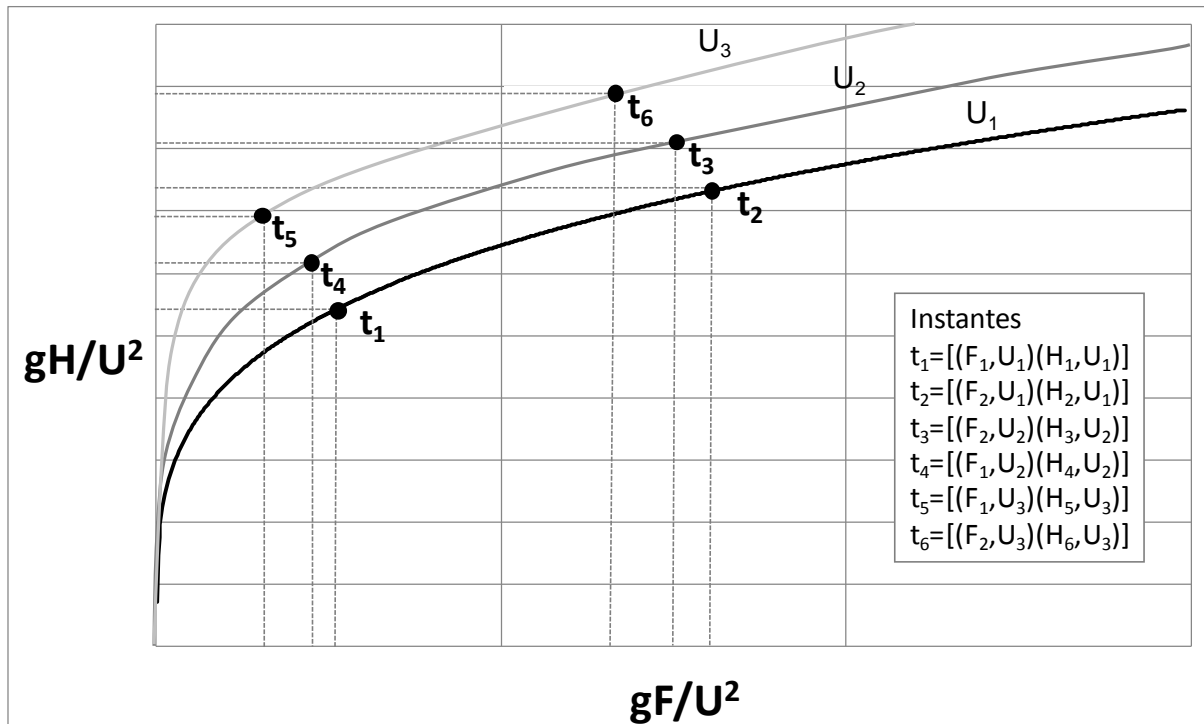


Figura 50 - Diagrama adimensional obtido por uma sequência hipotética de vento sobre o corpo de água triangular

A Figura 50 representa uma tendência reveladora no diagrama adimensional, a de que o agrupamento de pontos pode ser condicionado pela intensidade do vento. As equações paramétricas são normalmente obtidas por meio do ajuste de uma única curva à nuvem de pontos. Assumir que as curvas geradas variam com a intensidade do vento significa afirmar que as equações paramétricas, quando obtidas por ajustes em diagramas adimensionais, possuem coeficientes variáveis, e não constantes como desenvolvidos até hoje.

É necessário fazer algumas considerações na determinação desses coeficientes:

(1º) Para que seja possível representar um campo de ondas com base exclusivamente no *fetch* e na intensidade do vento, elementos como a duração do vento e a profundidade não devem interferir no fenômeno. Deste modo deve ser respeitada a condição adotada de campo de ondas limitado pelo *fetch*. A independência da profundidade é resolvida em assumir o campo de ondas se propagando em águas profundas. Ambas as hipóteses são perfeitamente possíveis de serem assumidas em águas interiores.

(2º) Devido à manifestação das ondas na natureza como um campo e, portanto, de caráter bidimensional, a obtenção do diagrama adimensional só tem sentido com base na definição do *fetch* de modo semelhante, como um campo, tendo o cuidado de conservar a dimensão de comprimento. Além do mais, o método de obtenção do *fetch* deve gerar, preferencialmente, isolinhas que não cruzem as equivalentes de altura de onda. A ocorrência

de isolinhas concorrentes indicaria que em pontos de comprimentos de *fetch* distintos seria gerada a mesma altura de onda, o que não seria aceitável por tratar-se de campo de onda limitado pelo *fetch*. Caso fosse possível respeitar-se essa condição, o campo de *fetch* passaria a demonstrar que o campo de ondas em águas interiores é fortemente dependente da geometria do contorno do corpo de água.

(3°) A necessidade de definir o limite de validade da equação envolve uma discussão sobre a variação do campo de onda com a escala espacial do corpo de água. Isso requer a obtenção de dados de campos de onda em corpos de água de diferentes escalas de comprimento.

(4°) No caso de banco de dados proveniente de ondógrafo, a hipótese de campo de onda limitado pelo *fetch* restringiria a amostra dos dados de onda por exigir a supressão dos dados referentes a campos de onda em desenvolvimento. O agrupamento dos dados em 16 direções dividiria ainda mais o banco de dados. Uma subdivisão adicional no banco de dados do ondógrafo ainda deveria ser feita para agrupar as alturas de onda geradas por faixas de intensidade do vento de interesse. Essas subdivisões do banco de dados exigiriam um aumento considerável da quantidade de bóias no corpo de água. Esse fator, combinado à necessidade de estudar mais de um corpo de água devido a questões de escala, gera forte restrição econômica ao experimento. A solução aponta para a calibração do modelo paramétrico com a utilização de um recurso indisponível há 40 anos atrás, qual seja a utilização de resultados gerados por um modelo numérico confiável.

O desenvolvimento de um modelo paramétrico com coeficientes variáveis pode justificar a existência da grande variedade de equações paramétricas e de não ser observada uma convergência entre estas em um diagrama adimensional. Essa variabilidade é ilustrada na Figura 51 pela comparação entre alguns métodos paramétricos bastante difundidos, sob um campo de vento de 10ms^{-1} .

Como cada curva é o resultado do melhor ajuste a um conjunto de pontos, a concepção de cada equação estaria fortemente condicionada ao regime de ventos que compõem a amostra e ao método adotado para a determinação do *fetch*. O vento é abordado de modo seguro com base em um conhecimento desenvolvido e consolidado ao longo dos anos. Seus dados são convencionalmente referidos a dez metros de altura da superfície. Aspectos como a correção da intensidade e da direção do vento de acordo com a rugosidade, tipo de superfície e altitude estão bem estabelecidos na literatura. Deste modo, devido às técnicas precisas de caracterização do vento, a tarefa de determinar a altura da onda por meio de uma equação

paramétrica passa a ser fortemente dependente do método de obtenção do *fetch*.

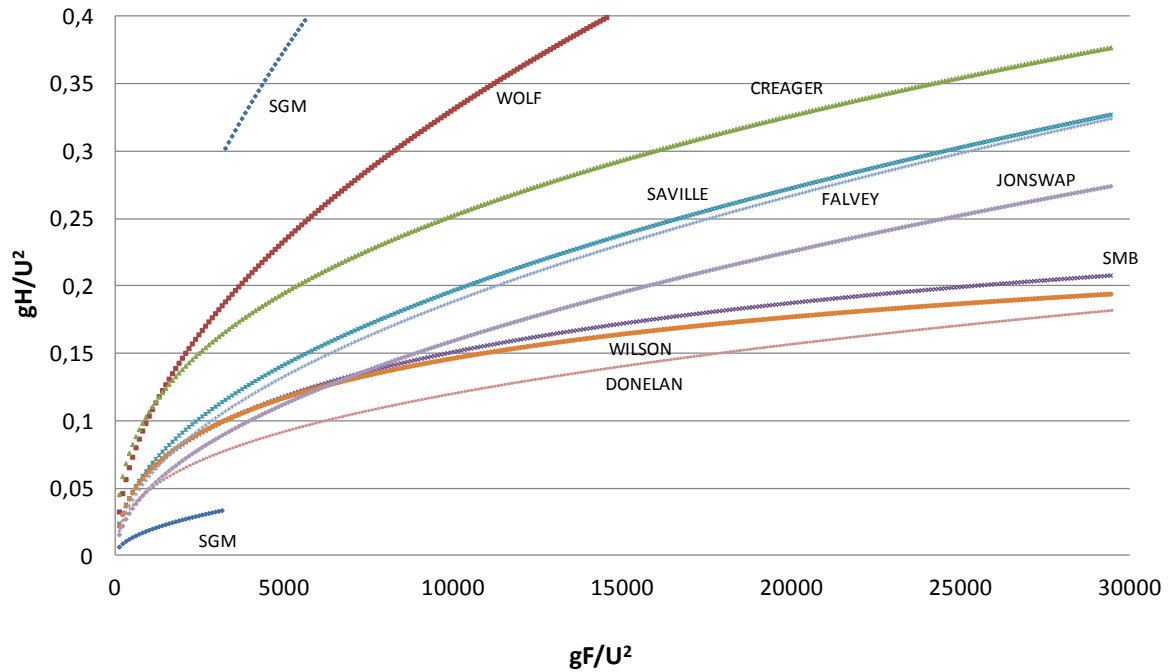


Figura 51 - Comparação entre métodos paramétricos para intensidade do vento de 10 ms^{-1}

Aprofundando um pouco mais a discussão sobre a relação entre os campos de *fetch* e de ondas, é necessário garantir que pontos de mesmo *fetch* submetidos à mesma intensidade do vento estejam sujeitos à mesma altura de onda.

Para ilustrar a afirmação, imagine um reservatório em formato retangular submetido a um campo de vento uniforme gerando um campo de onda que se propaga em águas profundas. Aplicando hipoteticamente o método oceânico, segundo o qual o *fetch* é definido como o comprimento livre até atingir-se a margem a barlavento, obtém-se a sua distribuição, conforme ilustra a Figura 52, com isolinhas paralelas à margem.

Nos pontos 1 e 2 representados na Figura 52 é verificado o mesmo comprimento do *fetch*. Como ambos estão sujeitos à mesma intensidade do vento, seria de se esperar que em ambos os pontos se formaria uma onda de mesma altura. No entanto, como se observa na Figura 52, em cada ponto são verificadas alturas de onda distintas, respectivamente h_3 e h_4 . Deste modo, para determinada intensidade do vento, uma relação unívoca entre a altura da onda e o comprimento do *fetch* é condicionada por uma distribuição semelhante entre ambos. De modo complementar, acompanhando esse raciocínio, é possível argumentar sobre a inadequação em se empregar o método do *fetch* oceânico em águas interiores.

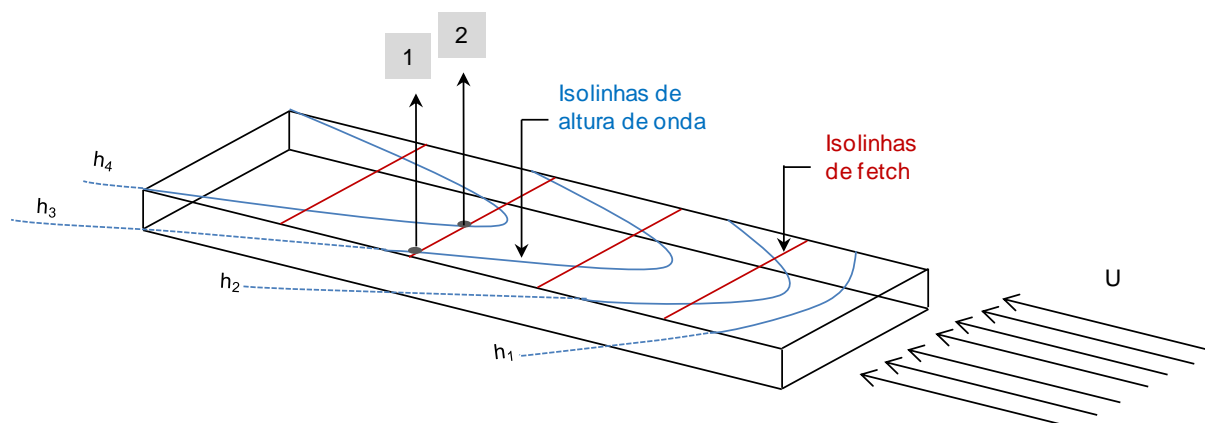


Figura 52 - Isolinhas esquemáticas de altura de onda e de *fetch* pelo método oceânico

Como a altura da onda é resultado de um processo físico e o comprimento do *fetch* é produto de um processo geométrico, a suposição de que é possível a obtenção de uma distribuição semelhante entre ambos implica em se admitir que o resultado do processo físico de formação da altura da onda pode ser quantificado por uma operação geométrica, o que não parece razoável por não ser convencional, apesar de possuir apelo intuitivo.

A possibilidade de geração de um campo de *fetch* que descreva isolinhas semelhantes às isolinhas de altura de ondas viabilizaria a obtenção de resultados tão próximos quanto os gerados pelos modelos numéricos de terceira geração, por meio de uma formulação empírica.

Essa é provavelmente a afirmação mais contundente deste trabalho: a de que seja possível assegurar, respeitando-se as condições de validade, que o formato das margens condiciona o campo de ondas geradas pela ação do vento de tal modo a fornecer resultados semelhantes aos gerados pelos modelos numéricos. Essa análise será feita pela concepção de uma nova categoria de modelos que não se enquadra na classificação convencional. Trata-se da simulação de ondas por modelagem geométrica. Essa constatação acerca da importância do método de determinação do *fetch* na concepção do modelo empírico justifica a exploração desse tema feito a seguir.

4.3.2.2 Estrutura computacional

Devido ao forte apelo geométrico, à consideração da irregularidade da margem e por constituir-se em um método bastante difundido no meio técnico, adotou-se o método apresentado por Saville (1954) na estruturação do modelo computacional, considerando no entanto, alguns aperfeiçoamentos.

A aplicação do referido método em pontos isolados da representação da superfície do lago revela um processo de aplicação excessivamente trabalhoso ao projetista. Isso se agrava com o aumento do número de pontos a analisar, mesmo fazendo uso compartilhado de programas gráficos e planilhas de cálculo. Essa dificuldade combinada com o aspecto geralmente dendrítico dos reservatórios induz o projetista a fazer uso da percepção e da experiência individual, acrescentando elementos de subjetividade na determinação do *fetch*.

No estudo do lago Texoma, entre os estados de Oklahoma e Texas, o método originalmente proposto adotou um ângulo de 6 graus entre radiais. Na aplicação deste método, qualquer outro espaçamento angular inferior a 6 graus poderia ser usado no mesmo procedimento (*U.S. Army Coastal Engineering Research Center, 1973*). Foi então adotado o ângulo de um grau entre linhas radiais. Aplicou-se, portanto, o método de Saville tratando-o com base em uma relação contínua, qual seja:

$$F_{ef} = \frac{\int_{-\alpha}^{\alpha} F \cos \varphi d\varphi}{\int_{-\alpha}^{\alpha} \cos \varphi d\varphi} \text{ para } \alpha = \frac{\pi}{4} \text{ e } -\alpha \leq \varphi \leq \alpha \quad [115]$$

sendo F é o comprimento do segmento de reta na direção secundária até atingir-se a margem a barlavento, φ o ângulo entre a direção do vento e a direção secundária; e α a amplitude limite do ângulo φ .

O modelo *ONDACAD* utiliza equações paramétricas para relacionar as variáveis envolvidas. Como se trata de um método de aplicação pontual, adotaram-se os nós de uma malha estruturada quadrangular, a qual é obtida. Esta malha é obtida pela discretização da representação da superfície livre do corpo d'água tendo a margem como fronteira, conforme ilustrado na Figura 53.

A base para o traçado da margem pode ser um mapa, uma foto aérea ou uma imagem de satélite, sendo esta última opção a utilizada neste trabalho. A escolha da base depende da precisão atribuída ao estudo. A linha traçada é interpretada pelo programa como um objeto pelo qual a malha não pode atravessar. Ao executar o programa é solicitada ao operador a indicação da margem, da direção e da distância entre os nós da malha. A linha da margem é fornecida pelo uso do mouse. A distância entre os nós e a direção do vento é fornecida, via teclado, diretamente na linha de comando do ambiente *CAD*. O programa percorre cada nó da malha aplicando o método proposto por Saville (1954) para cada uma das 16 direções. O procedimento resulta na geração de 16 arquivos, um para cada direção, que passam constituir

um conjunto de dados que torna o *fetch* uma variável estática no modelo de ondas.

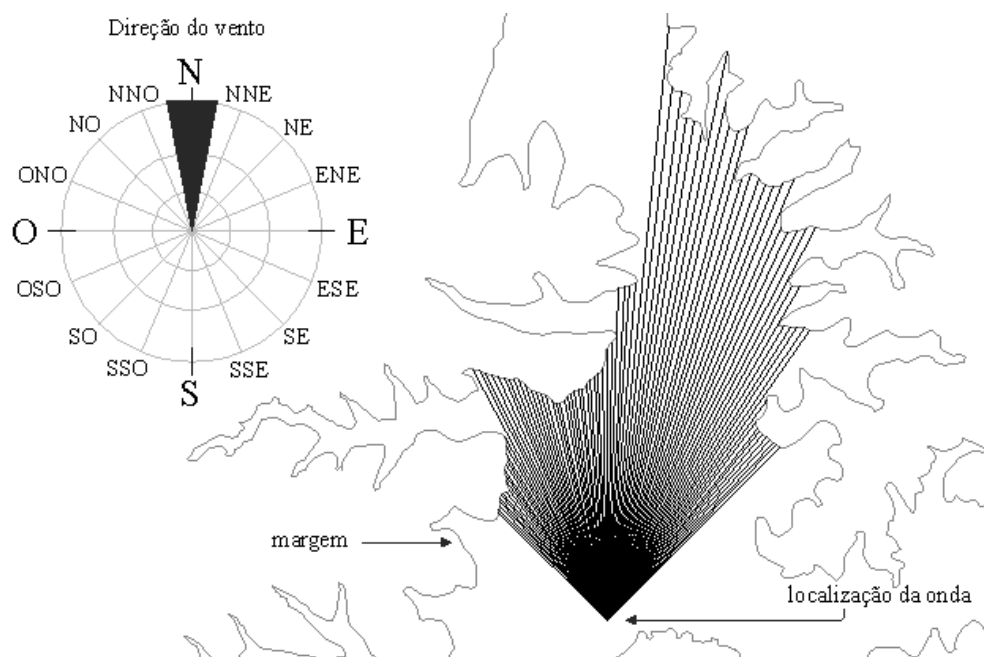


Figura 53 - *Fetch* esquemático para a direção norte

A Figura 54 exemplifica o processamento gráfico do modelo *ONDACAD*, que foi propositalmente interrompido na modelagem do reservatório de Vossoroca de modo a permitir a visualização dos procedimentos gráficos envolvidos no processo.

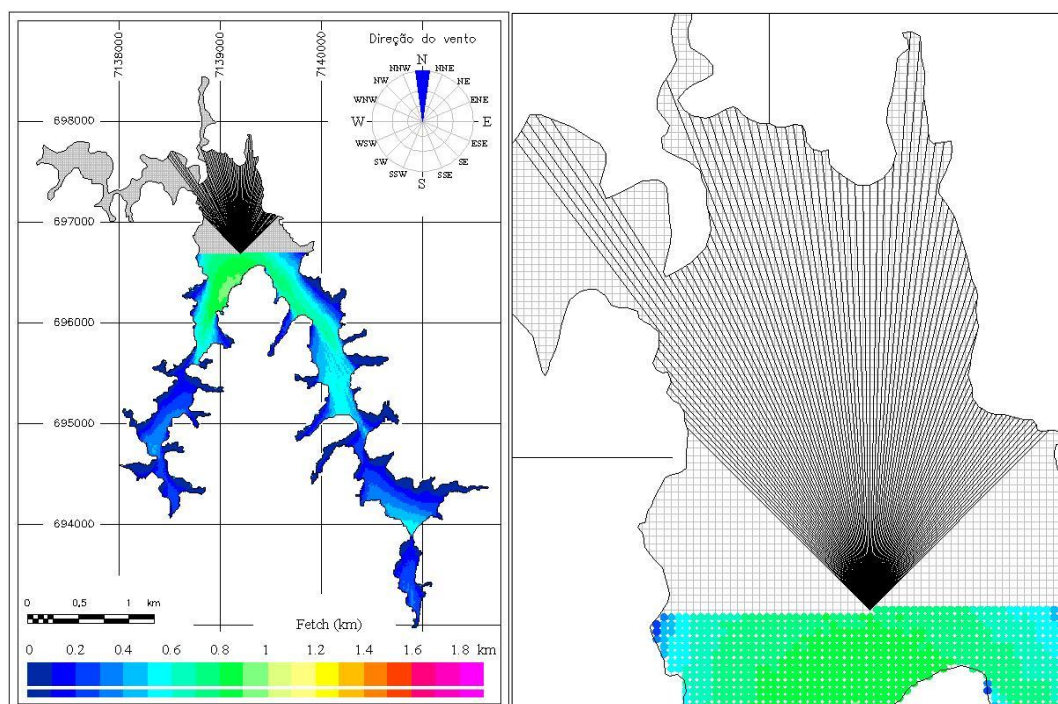


Figura 54 - Procedimentos gráficos do modelo *ONDACAD* para o reservatório de Vossoroca (Paraná), com o painel direito ilustrando uma ampliação de parte da imagem da esquerda.

A Figura 55 representa as etapas sistemáticas para obtenção dos resultados pelo modelo. O painel superior da esquerda mostra a imagem de satélite georeferenciada. O painel imediatamente à direita ilustra a obtenção do contorno da margem. O painel inferior esquerdo ilustra a adição de elementos gráficos auxiliares como coordenadas geográficas, rosa de ventos e escala cromática. Pelo último painel pode ser observado o aspecto esquemático de obtenção do campo de *fetch*.

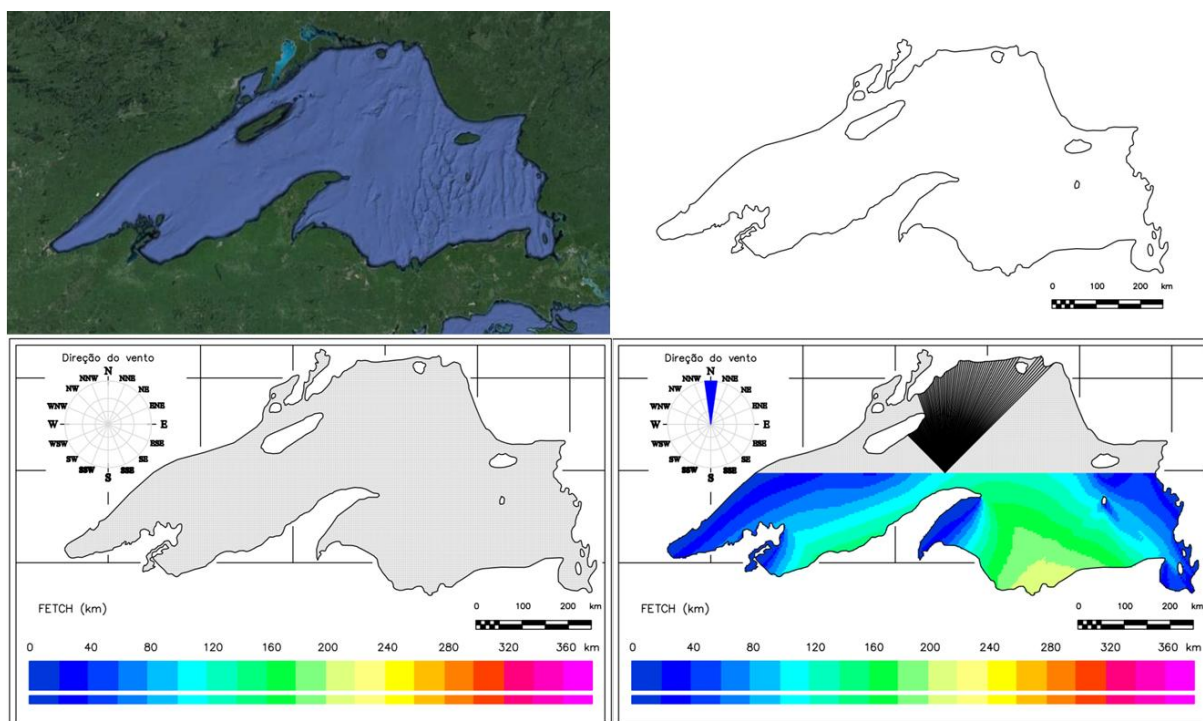


Figura 55 - Etapas para obtenção dos mapas temáticos

Outro aspecto do modelo *ONDACAD* é a sua capacidade para detecção de ilhas, conforme ilustra a Figura 55.

4.4 SISTEMA HIDRONDA

Nos últimos vinte anos, vários modelos numéricos foram desenvolvidos para previsão dos campos de ondas usando o vento e a batimetria como condições de contorno, conforme abordado no subitem 2.4.6. Esses modelos apresentam como características comuns: (1) a adoção da modelagem dos processos físicos das ondas geradas pelo vento; e (2) a representação espectral da densidade de energia. O aspecto gráfico do resultado de alguns desses modelos é ilustrado na Figura 56.

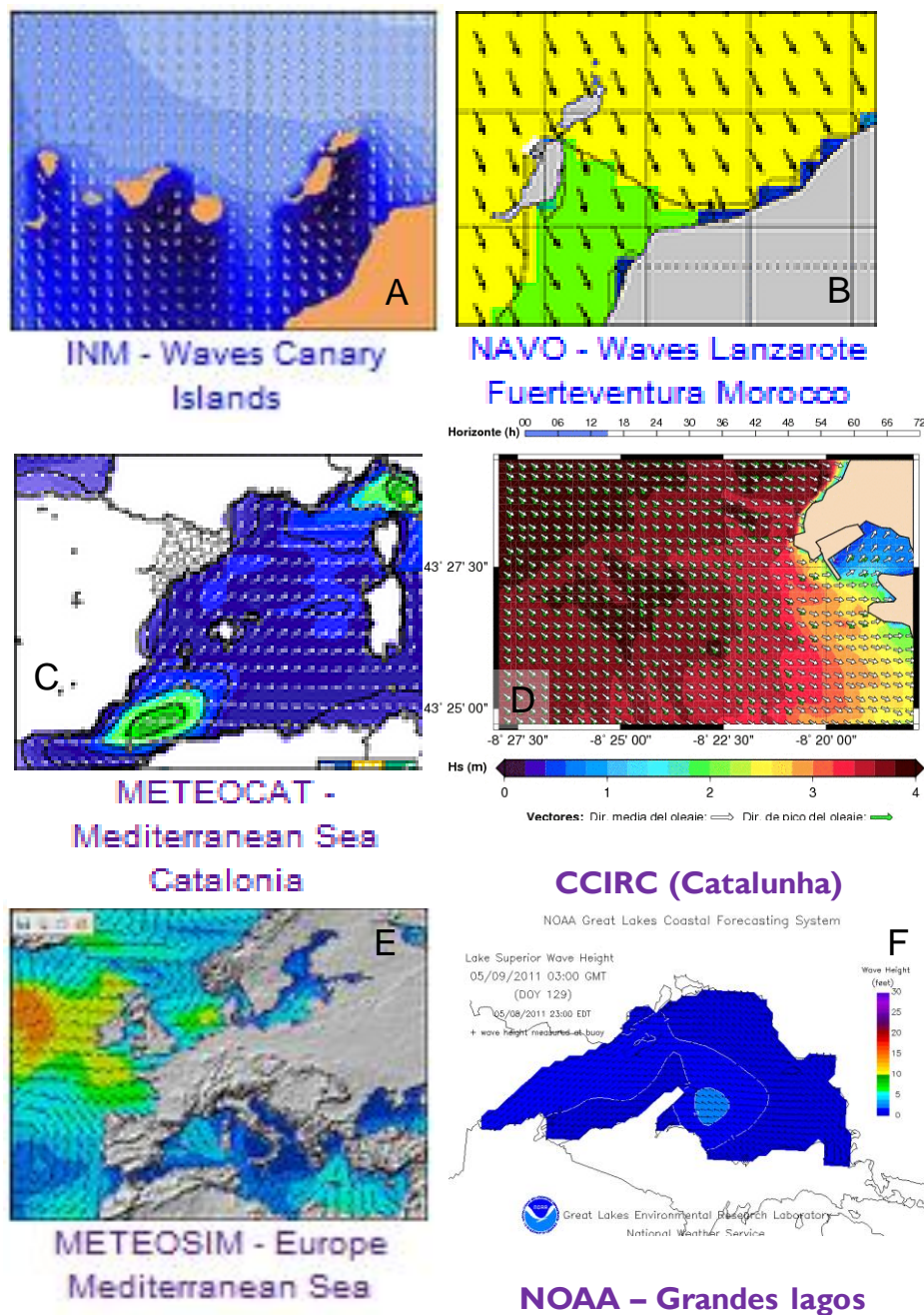


Figura 56 - Saídas gráficas de alguns modelos de simulação de ondas disponíveis na WEB

No caso de aplicação desses modelos computacionais a águas interiores, a julgar pela complexidade do sistema de monitoramento e previsão de ondas dos Grandes Lagos, entre o Canadá e os Estados Unidos, e pela quantidade de estudos publicados, não resta dúvida da qualidade dos resultados obtidos. Porém, foram necessários aportes financeiros e de recursos humanos significativos para a implementação e operação desses sistemas de previsão de ondas.

A aplicação em escala global de um sistema de simulação do campo de ondas para os corpos de água mais importantes exige um modelo computacional ágil, em termos de tempo

de processamento, que represente adequadamente o fenômeno de ondas e versátil no que diz respeito à capacidade de obtenção de dados de vento. Necessita-se, portanto, de outro processo para se atingir resultado suficientemente satisfatório quando comparado aos atuais modelos numéricos de base física.

O sistema HIDRONDA, com base no modelagem geométrica dos campos de onda, é um sistema que visa a simulação e a divulgação de resultados na *WEB*. A versão piloto do sistema inclui os reservatórios de Denison, Ilha Solteira, Itaipu, Jurumirim, Porto Primavera, Salto Caxias, San Roque, Texoma e Vossoroca e os lagos Guaíba, Lagoa dos Patos, Erie, Huron, Michigan, Ontario, Saint Claire e Superior, cujas localizações estão indicadas na Figura 57.

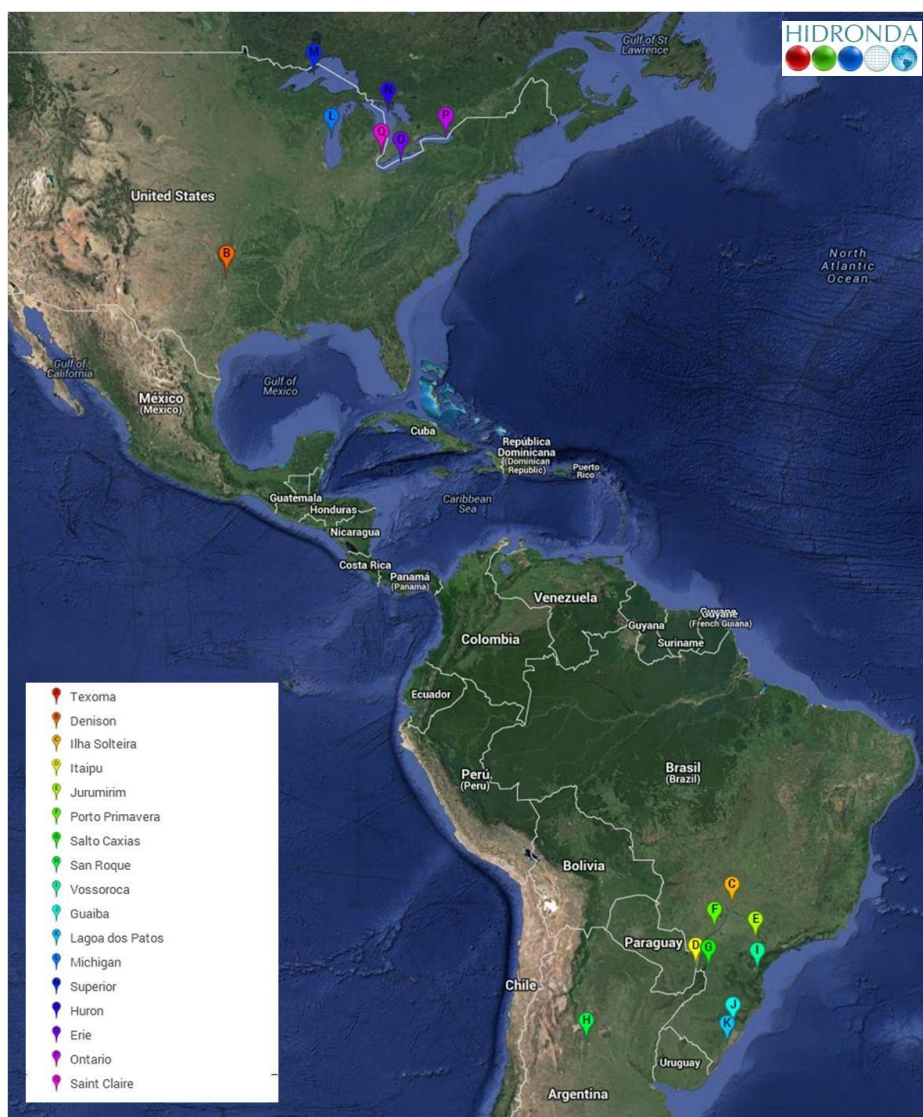


Figura 57 - Localização geográfica dos corpos de água implantados no sistema HIDRONDA

Os resultados podem ser visualizados pelo endereço eletrônico www.hidronda.com e a

tela inicial é ilustrada na Figura 58. A Figura 59 ilustra os campos de onda para os dias 1 a 7 de julho de 2013 no reservatório de Jurumirim, em escolha aleatória para ilustrar o aspecto da página da WEB.

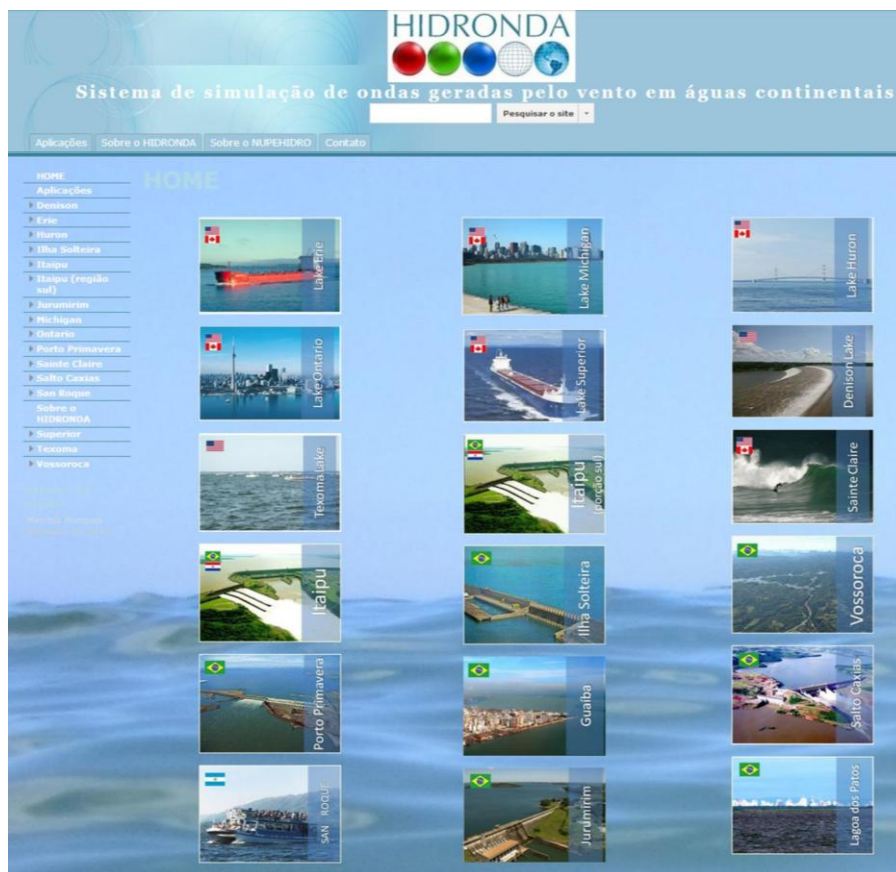


Figura 58 - Tela inicial do sistema HIDRONDA

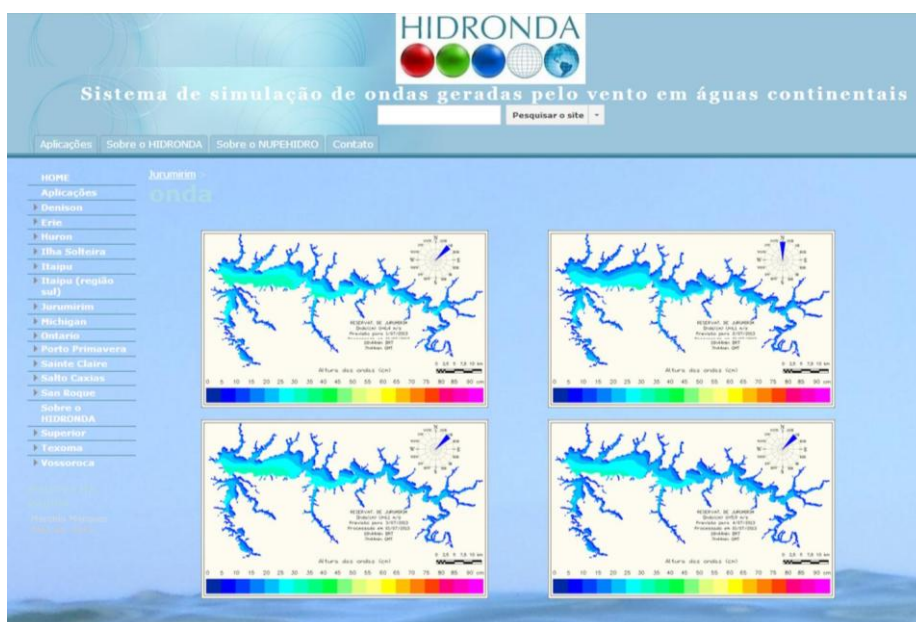


Figura 59 - Simulação do campo de ondas para os dias 1 a 4 de julho de 2013

O sistema *HIDRONDA* é composto por dois núcleos: o numérico e o de gerenciamento de dados, esquematizados na Figura 60, que processam de modo automatizado a recepção dos dados de vento, e o processamento e a geração de resultados gráficos, possibilitando a publicação na WEB de mapas temáticos de campo de onda.

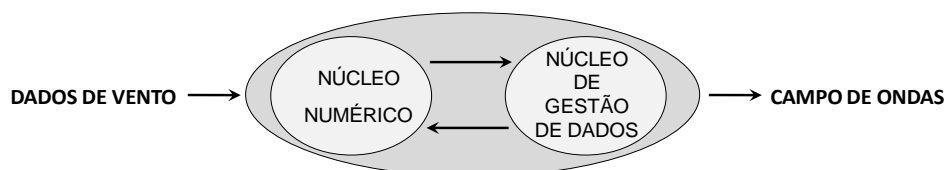


Figura 60 - Núcleos do sistema *HIDRONDA*

Ambos os núcleos são concebidos em linguagem computacional *LISP* e a interface com o usuário é feita em linguagem *DCL*. No desenvolvimento das soluções apresentadas pelo presente estudo era essencial o uso de uma linguagem de programação que permitisse uma abordagem geométrica. A capacidade em manipular entidades geométricas se mostrou oportuna em tarefas como o traçado das radiais do método de Saville. No entanto, foi necessário solucionar questões como a definição da dinâmica com vistas a percorrer os nós da malha. Especificamente nesse caso o desafio foi agravado pelo formato irregular das margens que circunscrevem os espelhos d'água. As margens, por exemplo, são tratadas como uma única entidade. O êxito de alguns núcleos do sistema *HIDRONDA* depende da manipulação adequada dessa entidade como, por exemplo, nas ações de reconhecimento de ilhas e na alternância automatizada entre mapas de diferentes locais de modo a permitir a publicação na *WEB*.

4.4.1 Núcleo numérico

O modelo *ONDACAD* é o principal componente do núcleo numérico. O desenvolvimento partiu dos conceitos desenvolvidos por Marques (2005) e vem sendo aperfeiçoado desde então. Na concepção do modelo *ONDACAD*, algumas condições são admitidas na determinação do campo de ondas. Supõe-se que: (1) o campo de ventos é uniforme; (2) as águas são profundas, desprezando o efeito de refração das ondas; (3) não há a reflexão das ondas, o que significa absorção total da energia das ondas pelas margens; (4) os ventos não são afetados pelo relevo no entorno do reservatório.

O núcleo numérico do sistema *HIDRONDA* produz os mapas temáticos de *fetch* e ondas diretamente sobre as imagens de satélite georeferenciadas, considerando o efeito das ilhas sobre o campo de ondas.

4.4.2 Núcleo de gerenciamento de dados

O esquema dos arquivos de dados e aplicativos do sistema *HIDRONDA* está ilustrado na Figura 61.

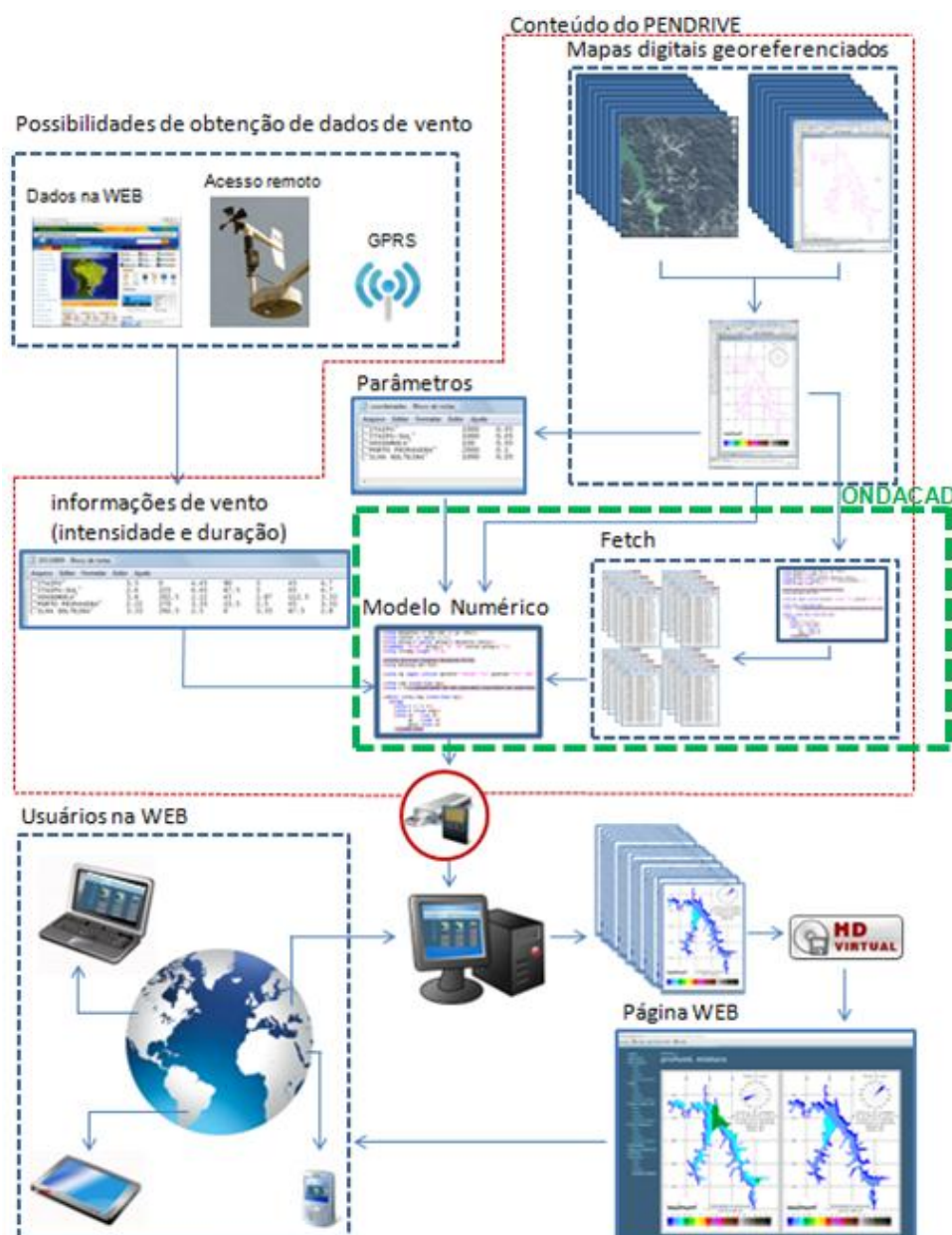


Figura 61 - Organização esquemática do sistema *HIDRONDA*

Os arquivos podem ser classificados em três grandes grupos: (1) arquivos do modelo *ONDACAD*, que incluem as imagens de satélite, arquivos georeferenciados das margens e ilhas dos corpos de água, e as rotinas de programação do núcleo numérico, em formato *DWG* ou *Drawing Exchange Format (DXF)*; (2) arquivos de parâmetros, em formato *ascii*, nos quais são registrados os pontos e valores de referência para a automatização do

processamento, e a legenda cromática dinâmica dos mapas temáticos para divulgação na *WEB*; e (3) arquivos com dados de entrada de vento, em formato *ascii*, contendo intensidade e direção do vento para cada localidade de interesse no horário de referência.

O fluxograma do gerenciamento de dados é mostrado na Figura 62.

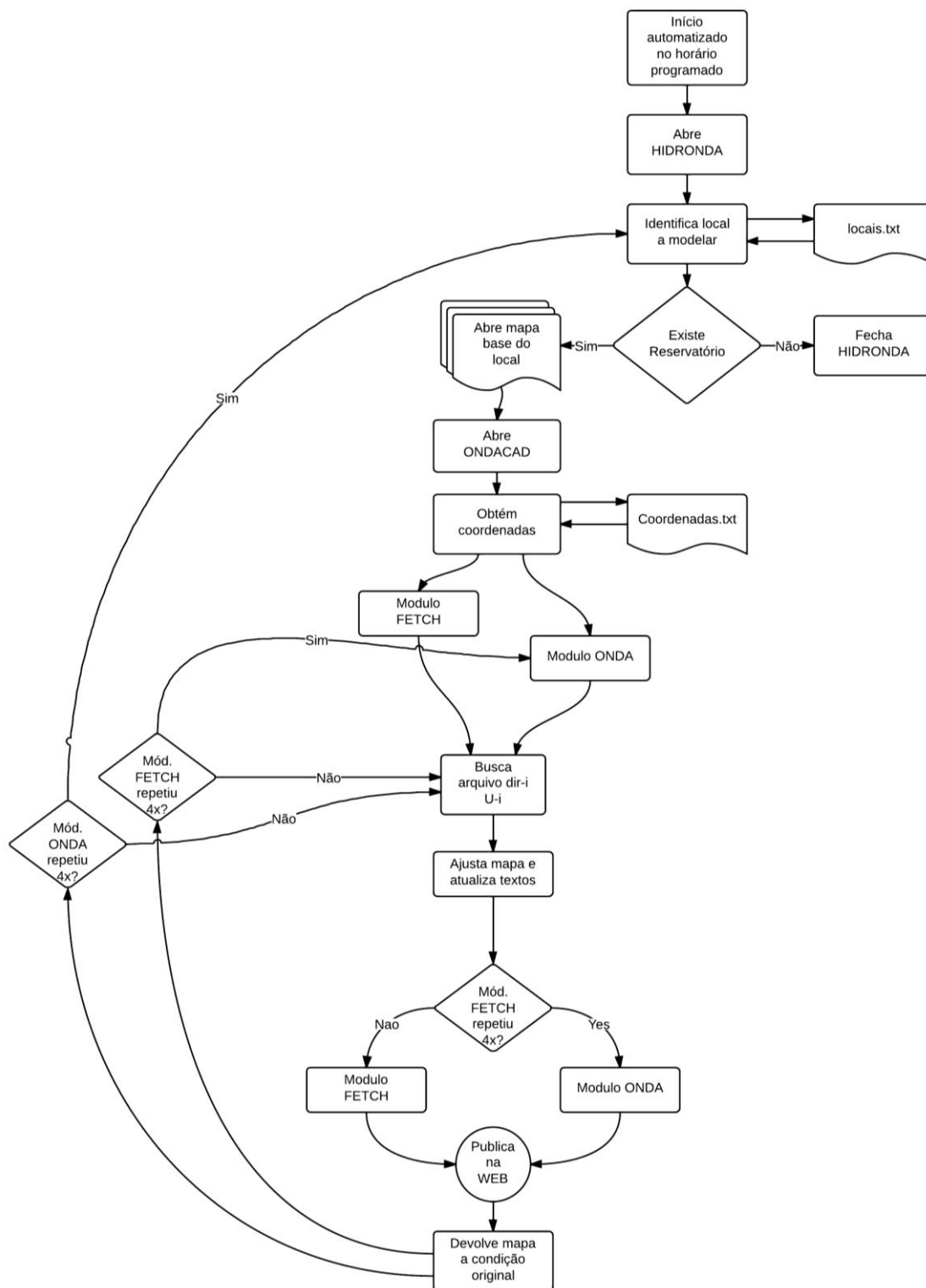


Figura 62 - Fluxograma do gerenciamento de dados e aplicativos do sistema HIDRONDA

4.4.3 Desempenho e características técnicas

O sistema usa malhas estruturadas retangulares de 15000 nós para cada corpo de água. Nesse estudo foi usado um computador com processador da classe core duo com 2GB de memória *RAM* que processa cada imagem do campo de ondas em pouco menos de 30 segundos, possibilitando a atualização dos campos de vento e ondas de 120 reservatórios por hora. A rapidez da atualização dos campos de vento se deve à seleção de uma única plataforma *CAD* controlada por rotinas em linguagem *LISP*.

A incorporação de cada novo reservatório ou lago ao sistema requer o processamento *off-line* dos campos de *fetch*. Essa atividade requer profissional treinado com carga padrão de trabalho de 24 homem-hora e 80 horas/máquina. Para corpos de água de dendriticidade mais acentuada, as cargas de trabalho e de máquina para representação da margem podem ser triplicadas.

A demanda exclusivamente por informações de vento, a rapidez de execução e o processamento automatizado permitem ao sistema um reduzido custo operacional, permitindo a sua aplicação para corpos de água localizados em qualquer lugar do mundo.

“Eu sonho com as coisas que nunca foram e ousar” (George Bernard Shaw, Ensaísta inglês)

5 ANÁLISE DOS RESULTADOS

5.1 COMPARAÇÃO DOS MODELOS ONDACAD E SWAN

Os resultados aqui discutidos foram fundamentados na hipótese assumida de que o modelo *SWAN* gera resultados bidimensionais que representam a realidade física para os campos de onda limitados pelo *fetch* em águas profundas. O objetivo é ajustar um modelo paramétrico que use o campo de *fetch* como dado de entrada para estimar o campo de ondas pelo modelo *ONDACAD*, semelhante ao resultado modelado pelo modelo *SWAN*.

5.1.1 Equação paramétrica de coeficientes variáveis

As equações paramétricas representam a altura de onda em função de variáveis independentes, sendo as mais comuns o *fetch* e intensidade do vento. Sverdrup & Munk (1947) propuseram equações paramétricas que relacionavam o *fetch* adimensional (gF/U^2) e a altura adimensional da onda (gH/U^2). No ajuste exponencial se estimam os coeficientes α e β indicados na Figura 63.

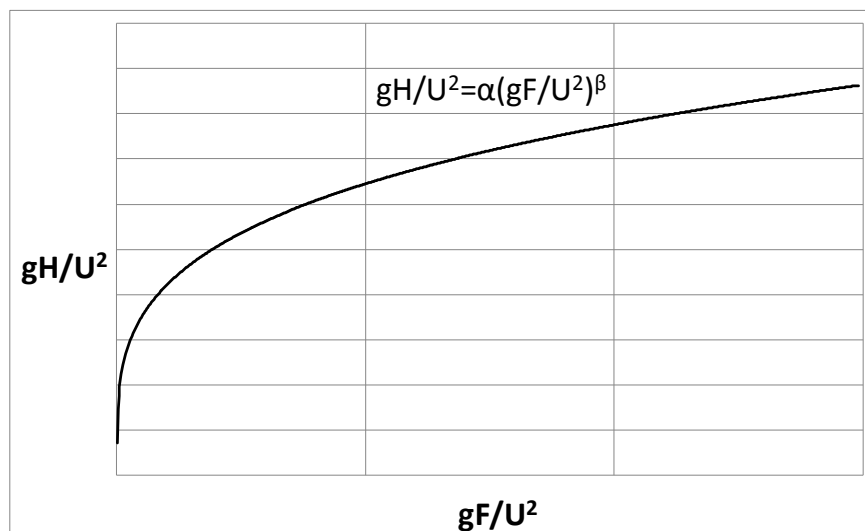


Figura 63 - Equação paramétrica da altura da onda em função do *fetch* com ajuste exponencial

Um modelo paramétrico geral deve investigar como os coeficientes variam com a intensidade do vento e com a magnitude do corpo de água. Considerando as elevadas demandas de tempo e de recursos financeiros para obter dados simultâneos de vento e ondas por meio da instalação de redes de ondógrafos em vários reservatórios, decidiu-se por se obter

as alturas de onda através da aplicação do modelo SWAN a vários corpos de água de diferentes dimensões.

Na primeira análise, o lago Superior (entre Estados Unidos e Canadá) foi modelado com o modelo SWAN para ventos uniforme de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1} . A duração do vento foi longa o suficiente para garantir que o campo de ondas fosse limitado pelo *fetch*. A Figura 64 ilustra os campos de ondas normalizados pela altura máxima.

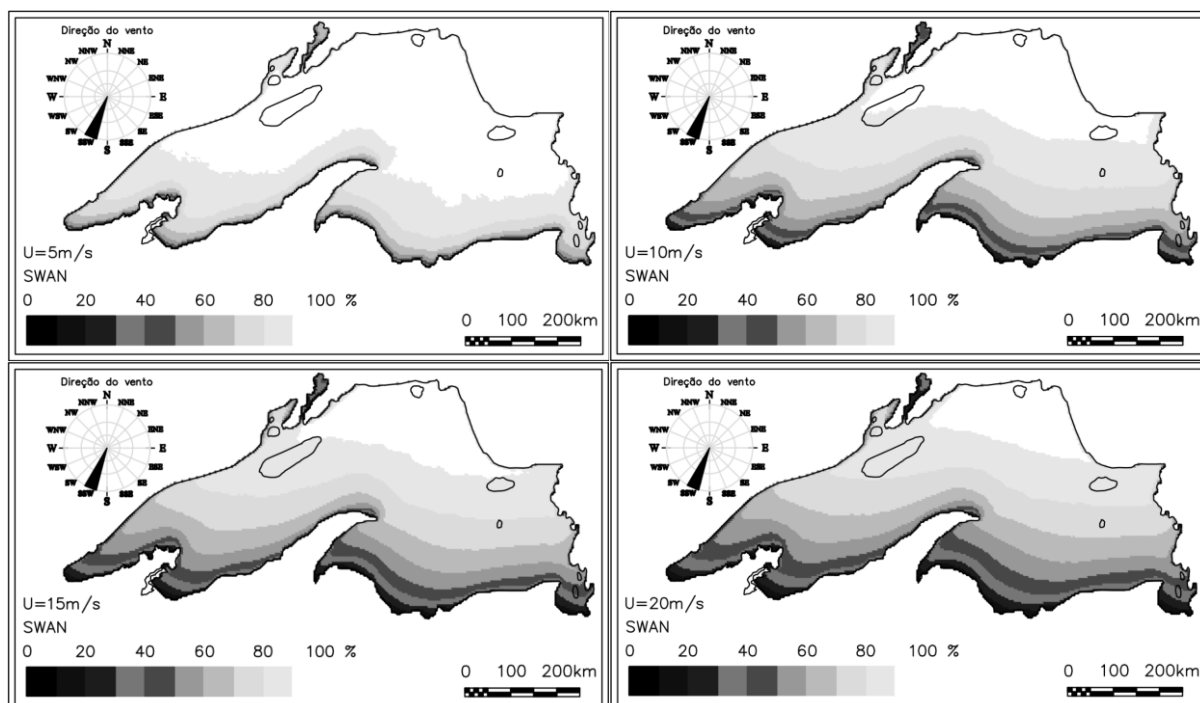


Figura 64 - Campos de onda normalizados pela altura máxima da onda, gerados pelo modelo SWAN, para ventos uniformes de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1} , no lago Superior

Admitindo-se que um campo de ondas seja limitado pelo *fetch*, ao normalizá-lo pela altura máxima da onda é de se esperar que a posição das isolinhas não seja afetada pelas variações na intensidade do vento. Deste modo, mantida a direção do vento, os mapas de campo de onda normalizados deveriam gerar isolinhas nas mesmas posições para diferentes intensidades de vento. Nessa situação o ajuste a uma curva do tipo potência produziria coeficientes invariáveis com o vento. Todavia, na Figura 64 se verifica o deslocamento das isolinhas em função da intensidade do vento, de forma que os coeficientes do ajuste também devem depender do vento.

5.1.2 Validação do método de determinação do campo de *fetch*

Na determinação do campo de *fetch* foi adotado o método de Saville em alta resolução. O objetivo da validação é demonstrar a existência de elevada correlação entre os campos de onda e de *fetch*. A diferença das escalas dos campos de onda e *fetch* dificultam o procedimento de validação sendo necessária a normalização dos dois campos. Na sequência, pelo procedimento de validação do método de Saville, se demonstra haver uma elevada correlação entre os parâmetros adimensionais de onda e *fetch* normalizados.

O procedimento de normalização do campo de *fetch*, análogo ao adotado para os campos de onda apresentado na Figura 64, é ilustrado na Figura 65 para o vento SSW no lago Superior.

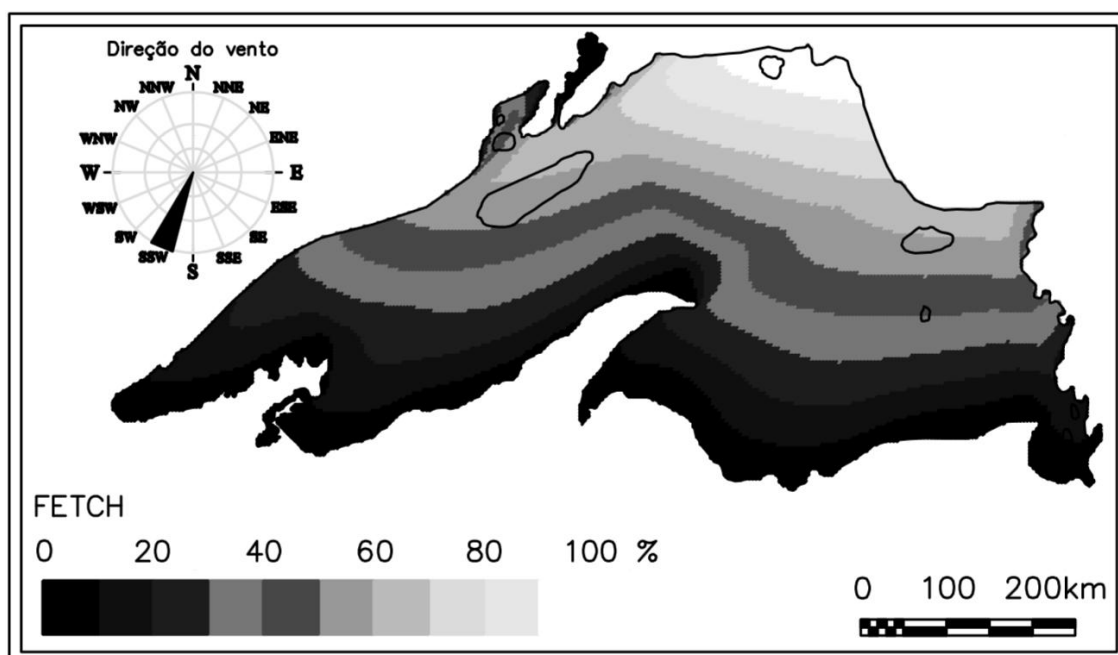


Figura 65 - Campo normalizado de *fetch* para vento SSW no lago Superior

As características das isolinhas do *fetch* normalizado são: (1) o acompanhamento do formato das margens próximas a barlavento; e (2) a tendência de direção perpendicular àquela do vento, nos pontos localizados mais a sotavento em relação às margens.

Na execução dos mapas temáticos a influência das ilhas foi ignorada, recomendando-se essa análise em estudos futuros.

Analisando os campos de onda da Figura 64, e de *fetch* da Figura 65, são obtidos os parâmetros adimensionais $g(H_s/H_{m\acute{a}x})U^2$ e $g(F/F_{m\acute{a}x})U^2$, que foram relacionados na Figura 66, na qual $H_{m\acute{a}x}$ e $F_{m\acute{a}x}$ são valores constantes para cada direção.

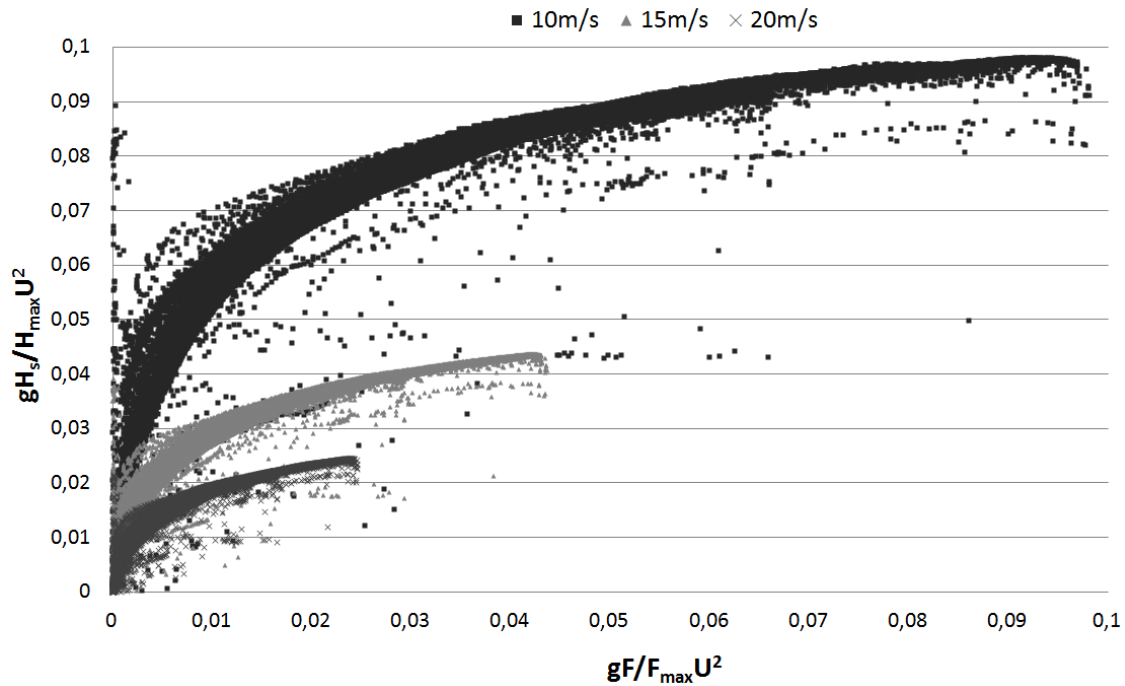


Figura 66 - Relação entre os adimensionais de *fetch* e ondas para o lago Superior com vento SSW

Note-se na Figura 66 que as relações entre ondas e *fetch* dependem da intensidade do vento, o que reforça a hipótese de que em um modelo paramétrico confiável os coeficientes não devem ser constantes, mas dependam da intensidade do vento. Esse resultado contradiz a prática dos modelos paramétricos atuais, que consideram os coeficientes constantes na relação não linear entre altura de onda e *fetch*.

Ajustaram-se os pontos do gráfico ilustrado na Figura 66 a uma curva do tipo potência de acordo com a equação a seguir (que produziu os coeficientes listados na Tabela 17):

$$\frac{g\left(\frac{H_s}{H_{máx}}\right)}{U^2} = \alpha \left[\frac{g\left(\frac{F}{F_{máx}}\right)}{U^2} \right]^\beta \quad [116]$$

Tabela 17 - Coeficientes da relação entre onda e *fetch* normalizados

	U(m/s)		
	10	15	20
α	0,233	0,144	0,105
β	0,324	0,359	0,382

Na Tabela 17 nota-se que os coeficientes dependem da velocidade do vento.

5.1.2.1 Análise qualitativa dos campos normalizados de ondas

Com base nos coeficientes apresentados na Tabela 17, geraram-se os mapas de ondas normalizadas resultantes dos modelos *SWAN* e *ONDACAD*, que são mostrados lado a lado na Figura 67, para ventos de 10, 15 e 20 ms^{-1} .

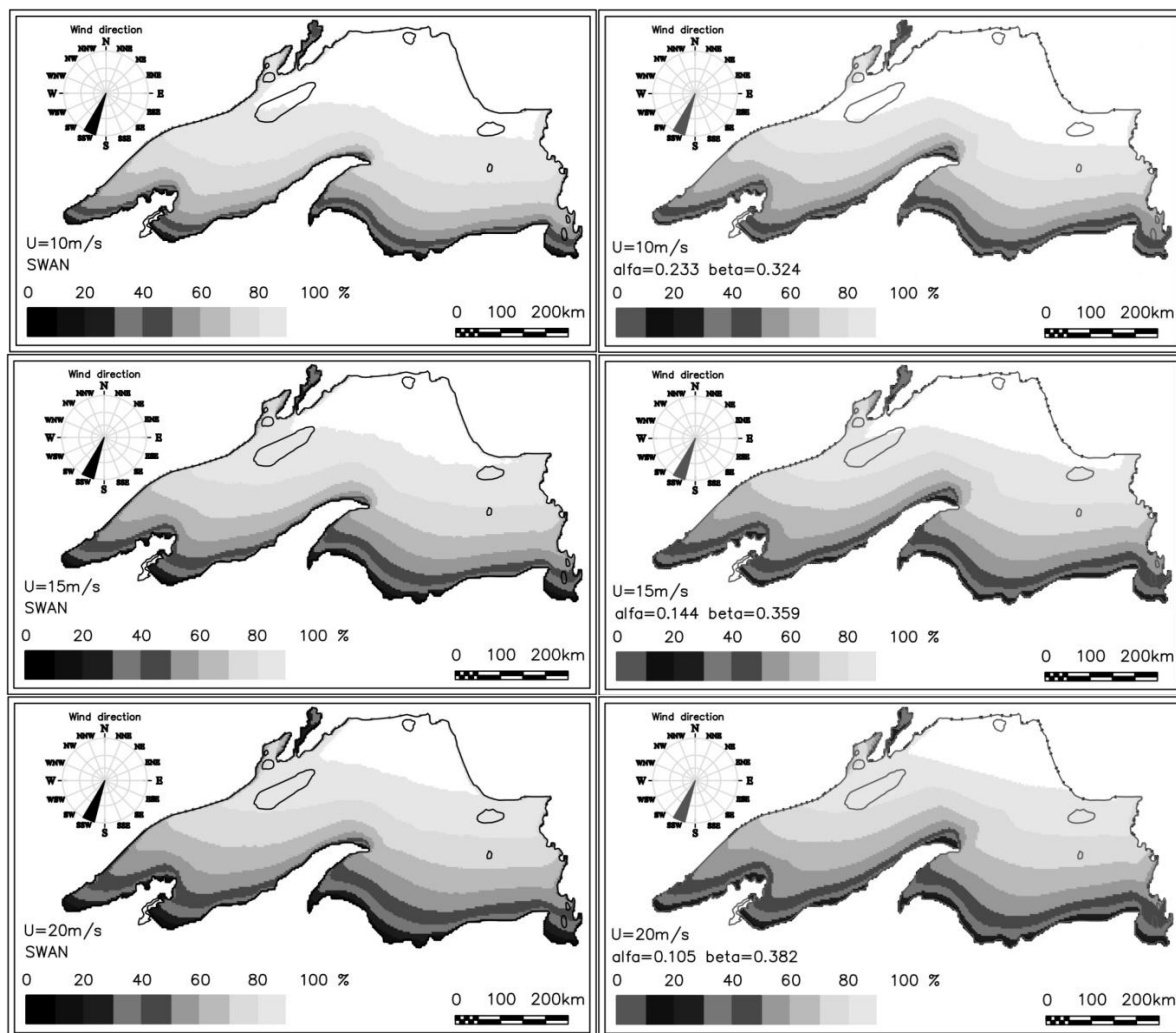


Figura 67 - Mapas de altura de onda normalizada para ventos de 10 ms^{-1} (painel superior), 15 ms^{-1} (painel central) e 20 ms^{-1} (painel inferior) obtidos pelos modelos *SWAN* e *ONDACAD*

A semelhança entre as imagens é um indicativo de forte correlação entre os resultados do modelo *SWAN* e os do modelo da equação [116], confirmando a hipótese de que um campo de ondas pode ser estimado pelo campo de *fetch*. Outro aspecto relevante é que o resultado valida a utilização do método de Saville, em alta resolução, para a estimativa adequada do campo de *fetch*.

5.1.2.2 Análise quantitativa dos erros entre os campos de onda normalizados

Os erros entre alturas de onda do modelo *SWAN* e do modelo paramétrico da equação [116] foram determinado pela equação a seguir e mostrados mapas ilustrados na Figura 68:

$$Erro = \left| \frac{\left(\frac{H_s}{H_{max}} \right)_{SWAN} - \left(\frac{H_s}{H_{max}} \right)_{PARAMETRICO}}{\left(\frac{H_s}{H_{max}} \right)_{SWAN}} \right| \quad [117]$$

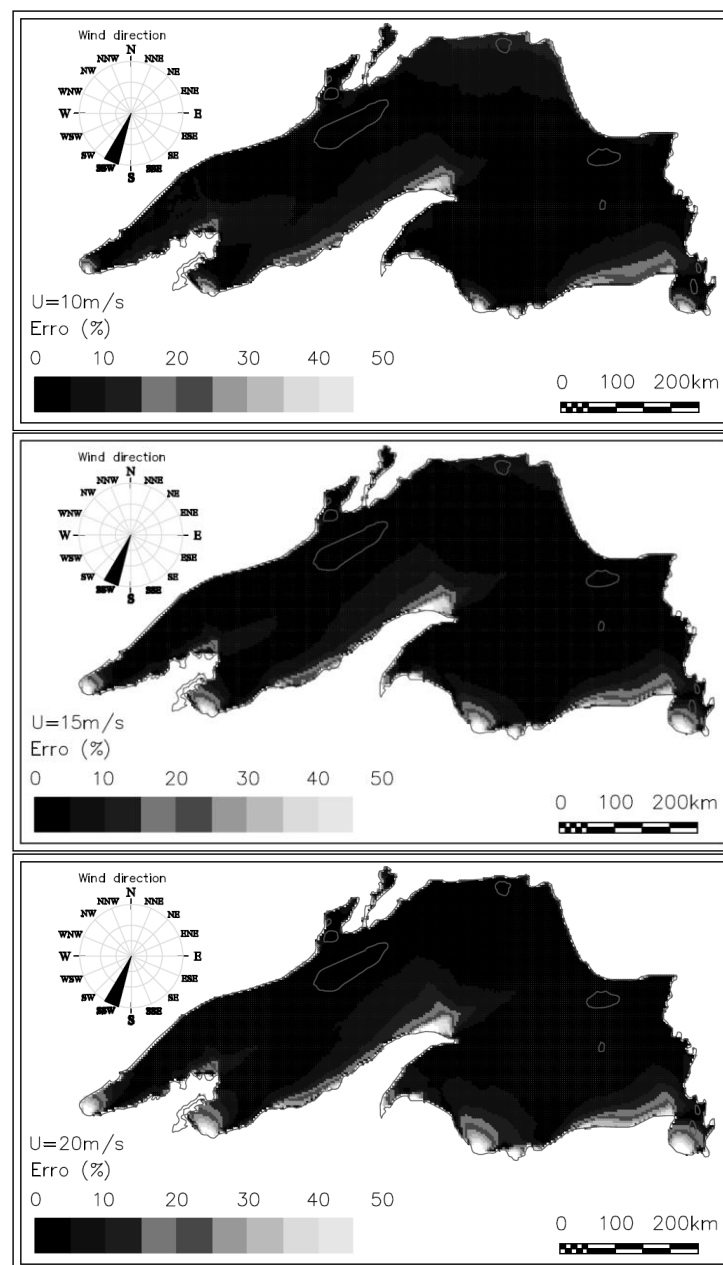


Figura 68 - Distribuição do erro entre as alturas de onda obtidas pelos modelos *SWAN* e paramétrico para diferentes intensidades do vento

O histograma seguinte mostra a relação entre a fração da superfície e os respectivos erros.

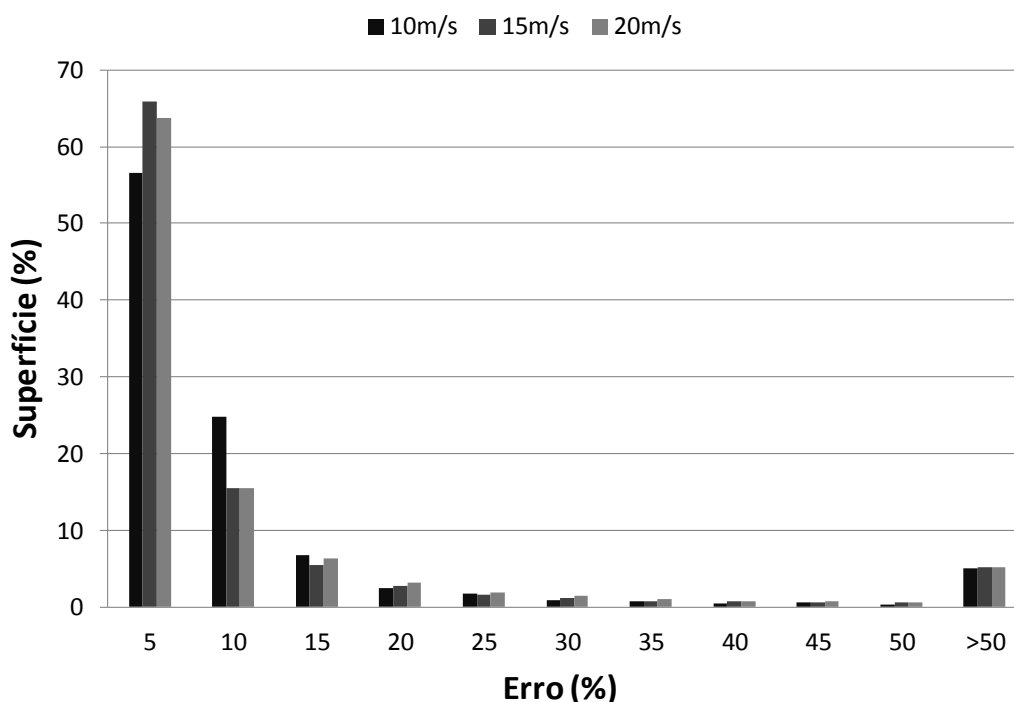


Figura 69 - Histograma dos erros de altura de onda em função da fração da superfície do corpo d'água

O histograma indica que erros inferiores a 10% dominam 80% da superfície total, enquanto erros superiores a 25% ficaram restritos a 1% da superfície.

Os mapas de erro ilustrados na Figura 68 indicam que: (1) nos pontos mais a sotavento e, portanto, onde são esperadas as maiores alturas de onda, são verificados erros inferiores a 5%; (2) os erros tendem a ser maiores próximos da margem a barlavento. e (3) erros superiores a 50% foram identificados apenas nas regiões côncavas e convexas, próximas da margem a barlavento.

5.1.3 Análise da hipótese de águas profundas

Ao se assumir que o campo de ondas pode ser determinado exclusivamente a partir dos campos de *fetch* e de vento, despreza-se a influência da profundidade na altura resultante da onda. Essa hipótese está fundamentada no argumento de que a profundidade influencia a altura da onda somente nas regiões mais próximas da margem a sotavento, cujas áreas correspondem a uma pequena fração da superfície total.

Desenvolvendo esse argumento, como a influência da profundidade depende da proximidade da margem, reservatórios de maior perímetro em relação à superfície total

tenderiam a ter uma fração maior da superfície influenciando a altura da onda. Os casos mais desfavoráveis correspondem aos reservatórios dendríticos, caracterizados por terem maiores frações das áreas totais próximas às margens. O reservatório de Itaipu pode ser classificado na categoria de reservatório dendrítico, tendo sido selecionado para estimar a influência da profundidade na altura da onda. O procedimento consiste na comparação entre os campos de onda produzidos pelo modelo *SWAN* para o reservatório com a batimetria real e o reservatório com batimetria fictícia de águas profundas.

As características geométricas do reservatório de Itaipu foram descritas no estudo de modelagem hidrodinâmica de Andrade *et al.* (2004), sendo estas as principais no contexto desta tese: (1) comprimento aproximado de 170 km e largura média de 7 km; (2) área alagada de 1.350 km² (770 km² em território brasileiro e 580 km² em território paraguaio); (3) profundidade média de 22 m, chegando a 170 m nas proximidades da barragem.

A verificação da influência da profundidade na altura resultante da onda consistiu na simulação do campo de ondas do modelo *SWAN* para ventos uniformes de 5, 10, 15 e 20 m/s vindos de NNE, direção que gerou o maior comprimento de *fetch*. Os resultados para as quatro velocidades de vento são mostrados na Figura 70 e na Figura 71.

Os erros utilizados para geração dos mapas ilustrados na Figura 72 foram calculados pela seguinte equação:

$$Erro = \frac{|H_s - H'_s|}{H_s} 100 \quad [118]$$

sendo H_s a altura da onda em condições de águas profundas e H'_s a altura da onda para a batimetria real.

Para a análise dos erros nas alturas de onda foi adotada a denominação de “região dendrítica dos afluentes”, que corresponde às drenagens originais de segunda e terceira ordens, e “região central”, que corresponde à drenagem original de primeira ordem. Note-se que a “região central” também é contornada por margens e é caracterizada pelas maiores larguras.

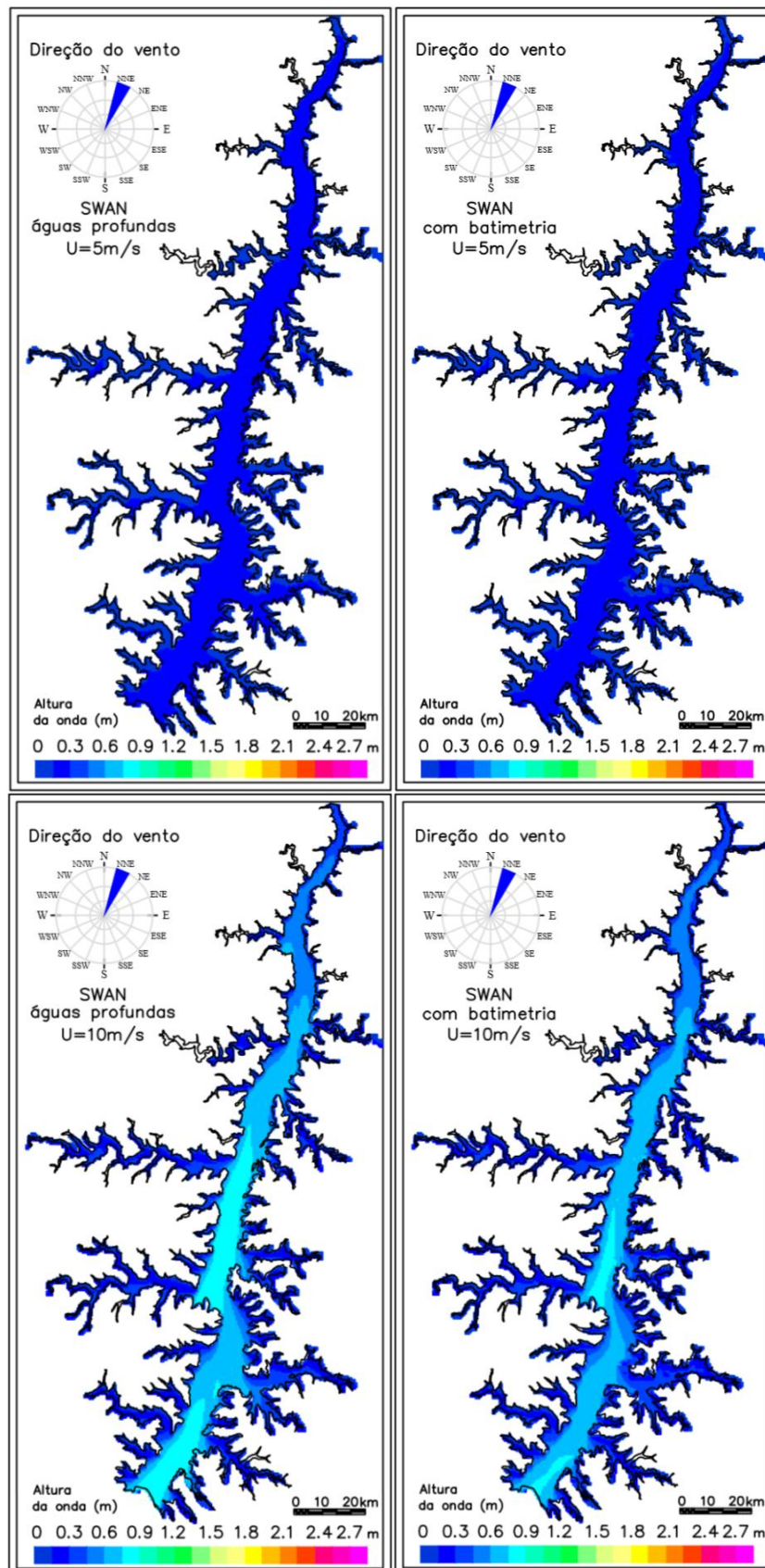


Figura 70 - Simulação do campo de ondas com batimetria real (coluna direita) e batimetria fictícia de águas profundas (coluna esquerda) para ventos de 5 e 10 ms^{-1}

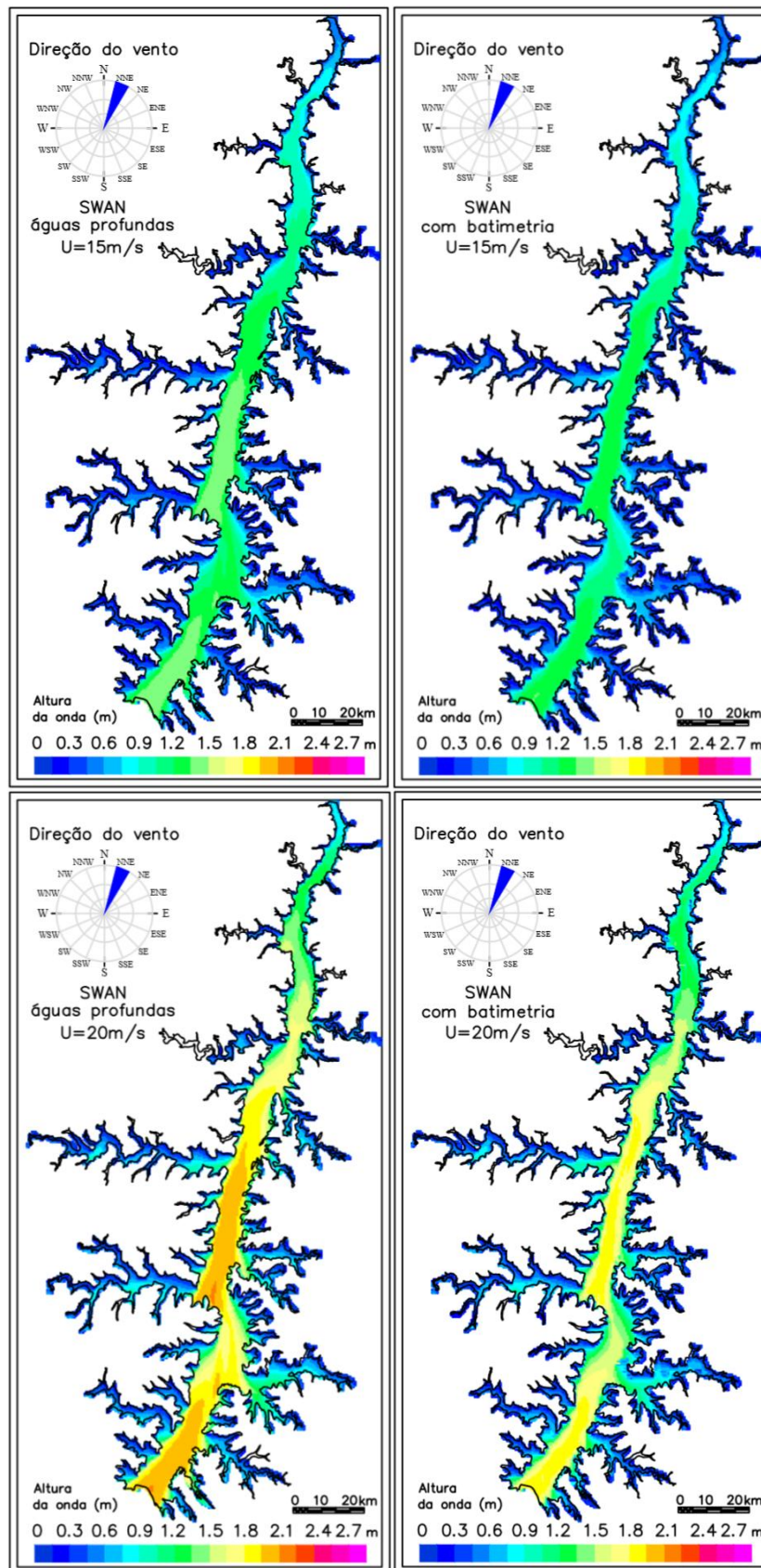


Figura 71 - Simulação do campo de ondas com batimetria real (coluna direita) e batimetria fictícia de águas profundas (coluna esquerda) para ventos de 15 e 20 ms^{-1}

A Figura 72 ilustra os erros nas alturas de onda para a hipótese de águas profundas.

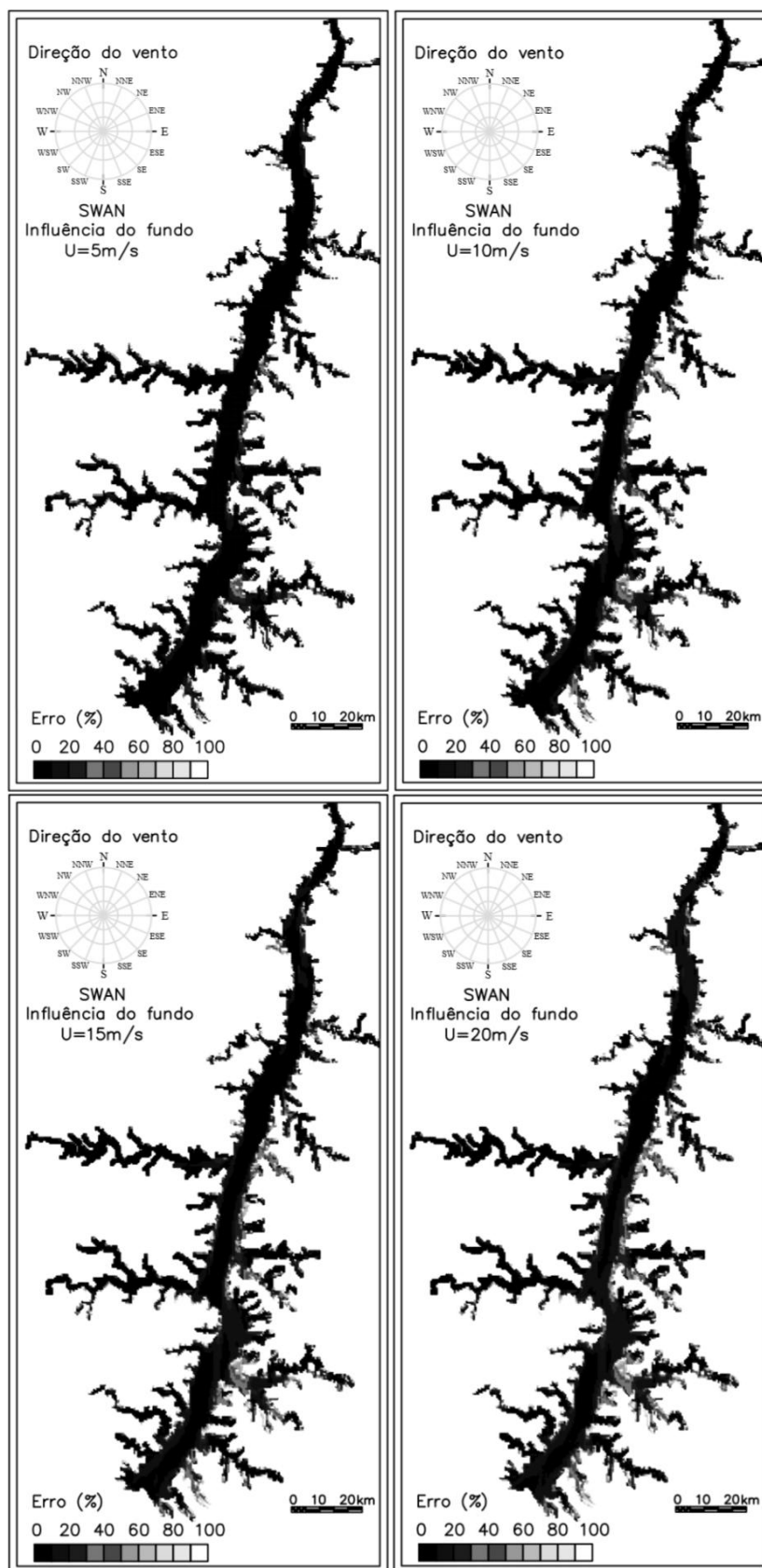


Figura 72 - Erros nas alturas dos campos de ondas no reservatório de Itaipu, para a hipótese de águas profundas

A análise dos erros nas alturas de onda, em função da hipótese de águas profundas, indica que: (1) na parte central do reservatório a influência da profundidade é desprezível mesmo nas regiões das margens; (2) na região próxima das margens dos afluentes dendríticos o fundo passa a influenciar a altura da onda; e (3) somente para ventos superiores a 15 m/s registraram-se erros nas alturas de onda em pequenas regiões próximas as margens da parte central do reservatório (fração da superfície mais a sotavento), cuja magnitude não excedeu 10%.

O histograma da Figura 73 ilustra as relações entre a magnitude do erro na altura de onda e a fração da superfície total, incluindo a parte central e a região dos afluentes dendríticos.

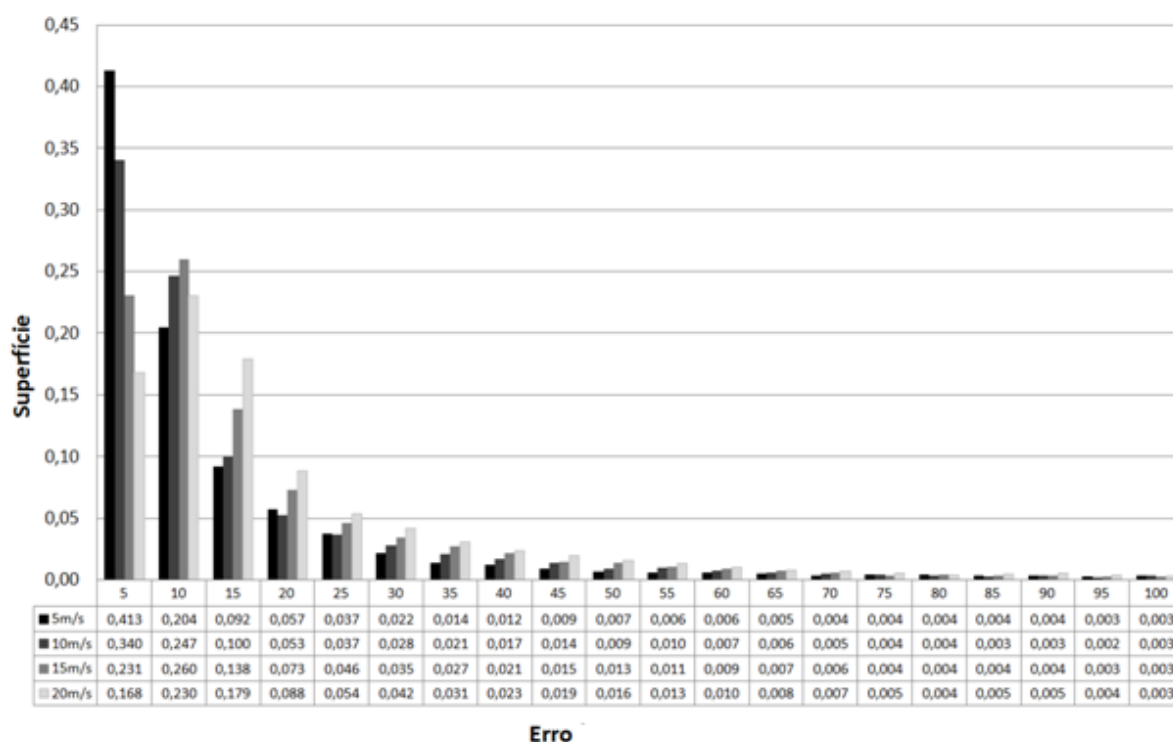


Figura 73 - Quantificação do erro relacionado à fração da superfície total

Pela figura anterior, um aumento da intensidade do vento resultou em uma redução da fração da superfície sob um erro de 5% e um aumento da fração da superfície sob erros superiores a 5%.

O procedimento comparativo demonstrou que a porção central do corpo de água, foi acometida por erros inferiores a 5% e, eventualmente, erros de até 10% para ventos mais intensos. A pequena magnitude desses erros, mesmo para um reservatório dendrítico como o estudado, constitui-se em um importante argumento para justificar a hipótese de águas profundas adotada no presente trabalho.

5.1.4 Análise bidimensional de altura de ondas e fetch

Uma verificação preliminar do aspecto do diagrama adimensional foi realizada com base na modelagem do reservatório de Salto Caxias, no rio Iguaçu. O reservatório foi escolhido por ser sinuoso, dendrítico, com *fetch* máximo da ordem de 3 km. Os resultados de altura de onda modeladas pelo modelo *SWAN* estão ilustrados na Figura 74 e na Figura 75.

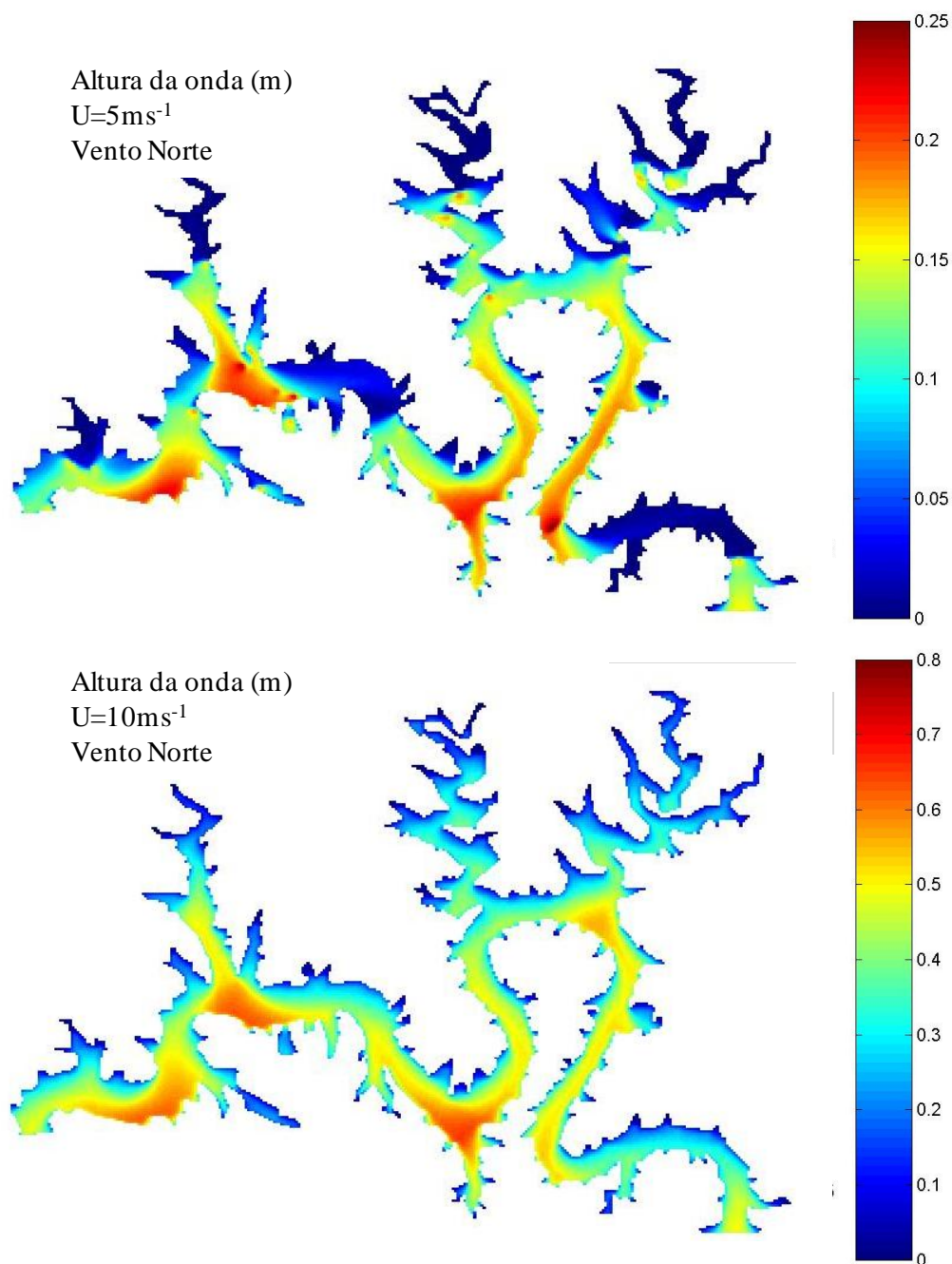


Figura 74 - Campo de ondas no reservatório de Salto para ventos norte de 5 e 10ms^{-1}

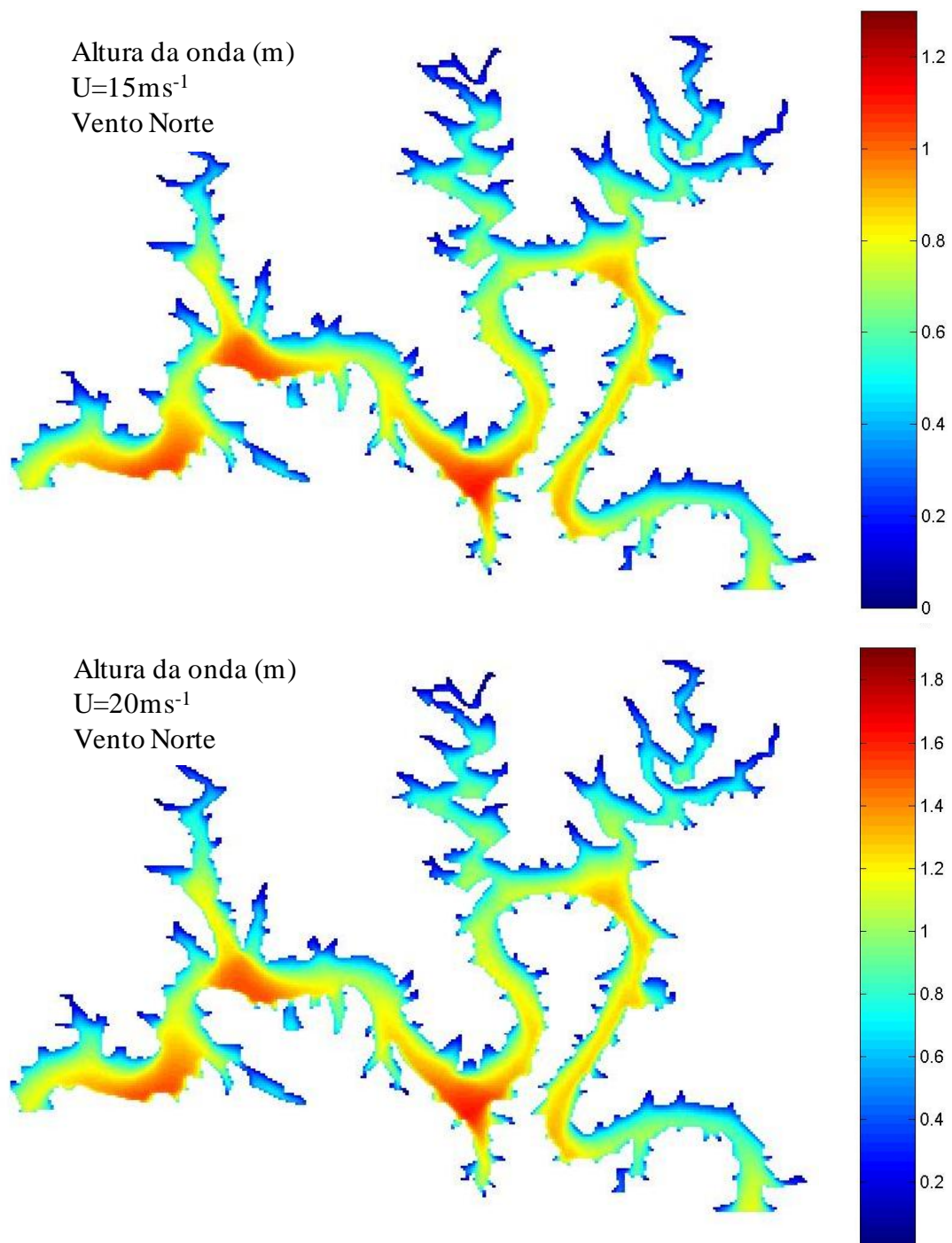


Figura 75 - Campo de ondas no reservatório de Salto Caxias para ventos norte de 15 e 20 ms^{-1}

Os campos de altura de ondas foram obtidos pelo modelo *SWAN* forçados com campo de vento uniforme na direção norte, com intensidades de cinco, dez, quinze e vinte metros por segundo. Foi considerada uma condição de águas profundas pela adoção da profundidade constante de 50 m. Foi gerada uma malha quadrangular, com setenta e cinco metros de resolução, gerando quinze mil nós.

Como o modelo *SWAN* computa a onda no centro da malha e o modelo *ONDACAD*

utiliza os nós como referência, foi necessário programar uma função em linguagem *LISP* para gerar o *fetch* nas coordenadas geradas pelo *SWAN*. A distribuição do *fetch* foi determinada com base no método de Saville com resolução de 1 grau entre linhas radiais. O resultado está ilustrado na Figura 76.

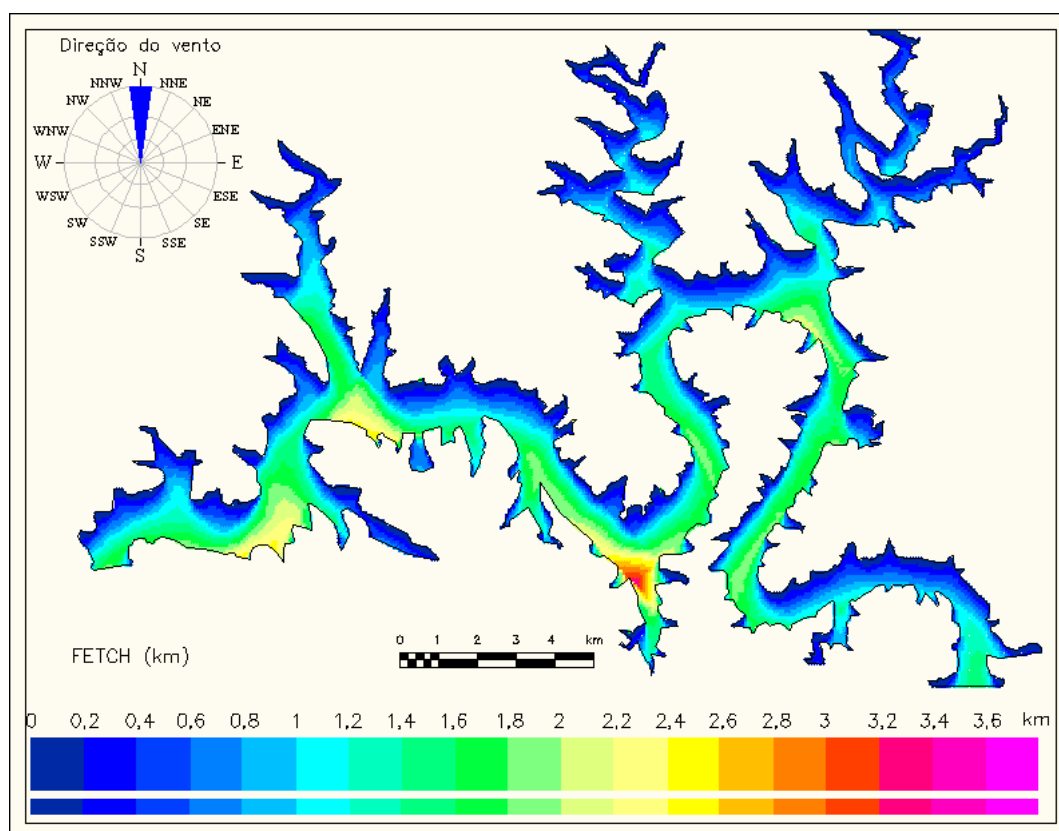


Figura 76 - Distribuição do *fetch* no reservatório de Salto Caxias para vento norte

Comparando-se a Figura 75 e a Figura 76 se observa que as maiores ondas ocorrem nos pontos com os maiores valores de *fetch*.

Com vistas a obter um panorama inicial da relação entre a distribuição do *fetch* e do campo de onda do modelo *SWAN*, produziu-se um diagrama adimensional para diferentes velocidades do vento, representado pela dispersão dos quase 15 mil pontos, conforme ilustra a Figura 77. Observa-se a tendência dos pontos se agruparem segundo a intensidade do vento, o que reforça a hipótese de que em um modelo paramétrico confiável os coeficientes não são constantes, mas dependem da intensidade do vento.

Outra constatação é a de que um modelo de base paramétrica gera resultados mais próximos do modelo *SWAN* para ventos mais intensos, o que é revelado pela distribuição menos dispersa para ventos mais intensos.

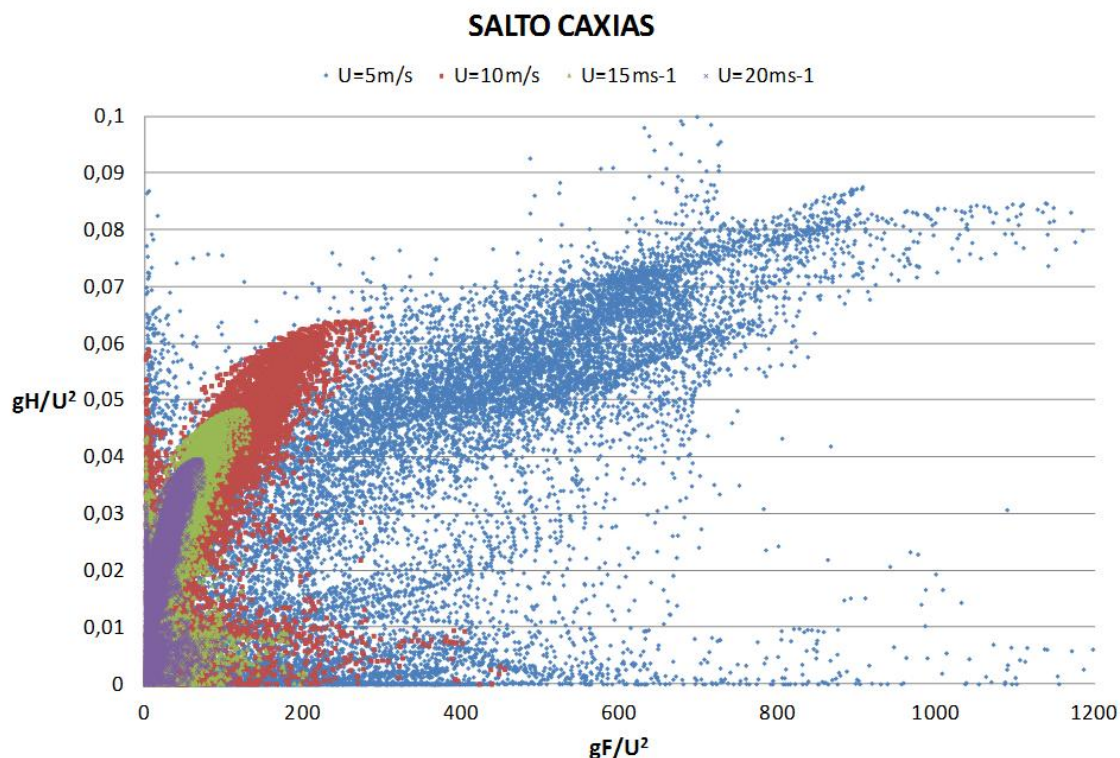


Figura 77 - Diagrama adimensional da altura da onda obtida pelo modelo SWAN e do *fetch* determinado pelo modelo ONDACAD para diferentes intensidades do vento

5.1.5 Localização dos pontos inconsistentes

Os pontos sobre os eixos coordenados da Figura 77 são indesejáveis. No caso de pontos sobre o eixo das ordenadas, as ondas simuladas pelo modelo *SWAN* corresponderam aos valores nulos de *fetch*. Já os pontos sobre o eixo das abscissas indicam as ocorrências de ondas de pequena amplitude, incompatíveis com os grandes valores de *fetch*. Para a visualização da localização dos pontos próximos dos eixos da Figura 77 foram selecionados aqueles correspondentes a 5% da amplitude total do eixo. Por exemplo, para a velocidade do vento de 5 ms^{-1} , os 5% da amplitude total de $gFU^2 = 1200$ correspondem a $gFU^2 < 60$. Os limites de seleção, tanto do comprimento do *fetch* quanto da altura da onda, estão descritos na Tabela 18.

Tabela 18 - Limites das variáveis para visualização dos pontos com valores menores do que 5% das amplitudes máximas de *fetch* e de amplitude de onda

$U(\text{ms}^{-1})$	gFU^2	gHU^2	$F(\text{m})$	$H(\text{cm})$
5	60	0,005	150	1,25
10	15	0,003	150	3,0
15	5	0,0025	110	6,0
20	3	0,002	120	8,0

A localização dos pontos inconsistentes, em que a altura da onda é significativa para pequenos valores de *fetch*, está ilustrada na Figura 78 e na Figura 79.

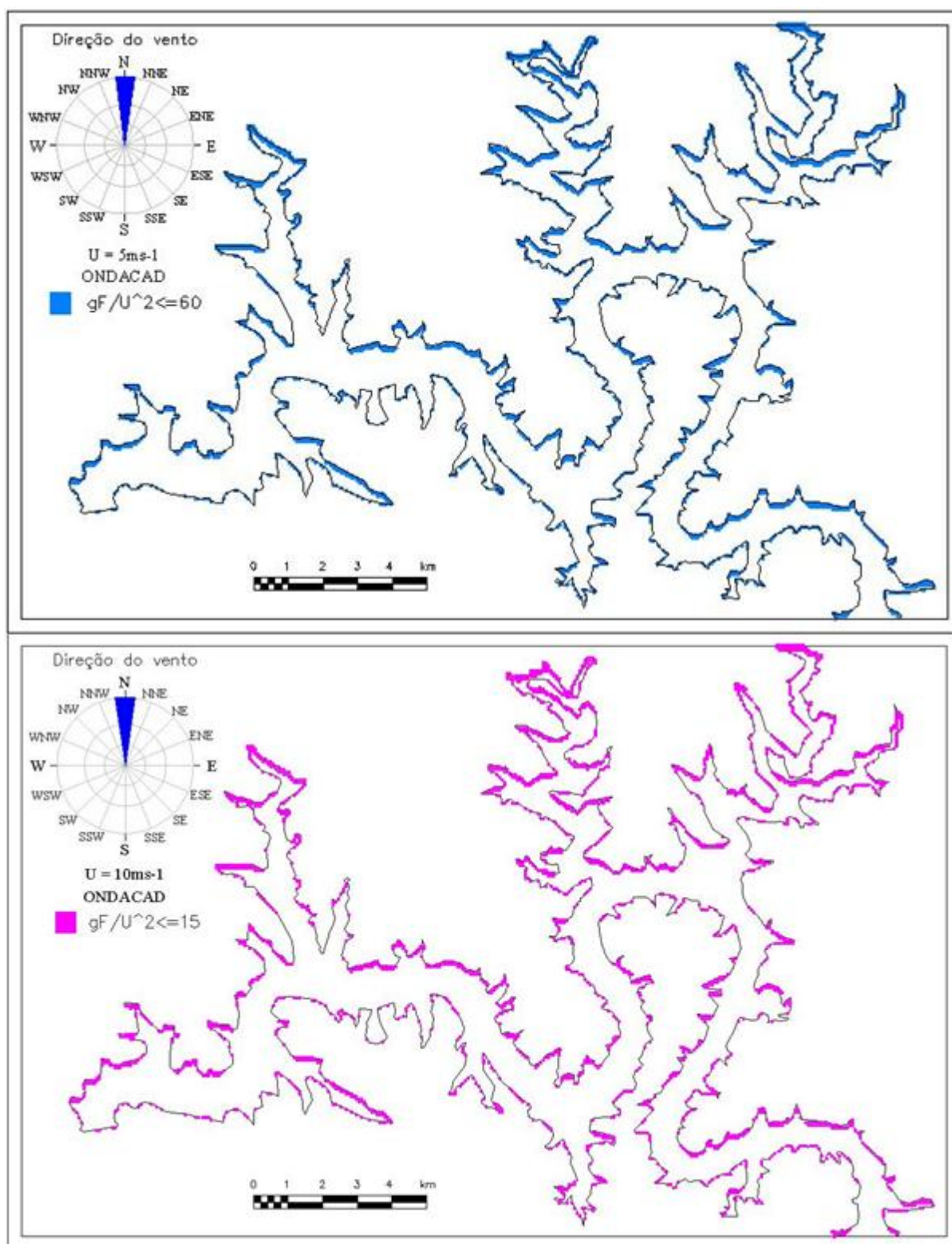


Figura 78 - Localização dos pontos próximos ao eixo gHU^{-2} para ventos de 5 e 10 ms^{-1}

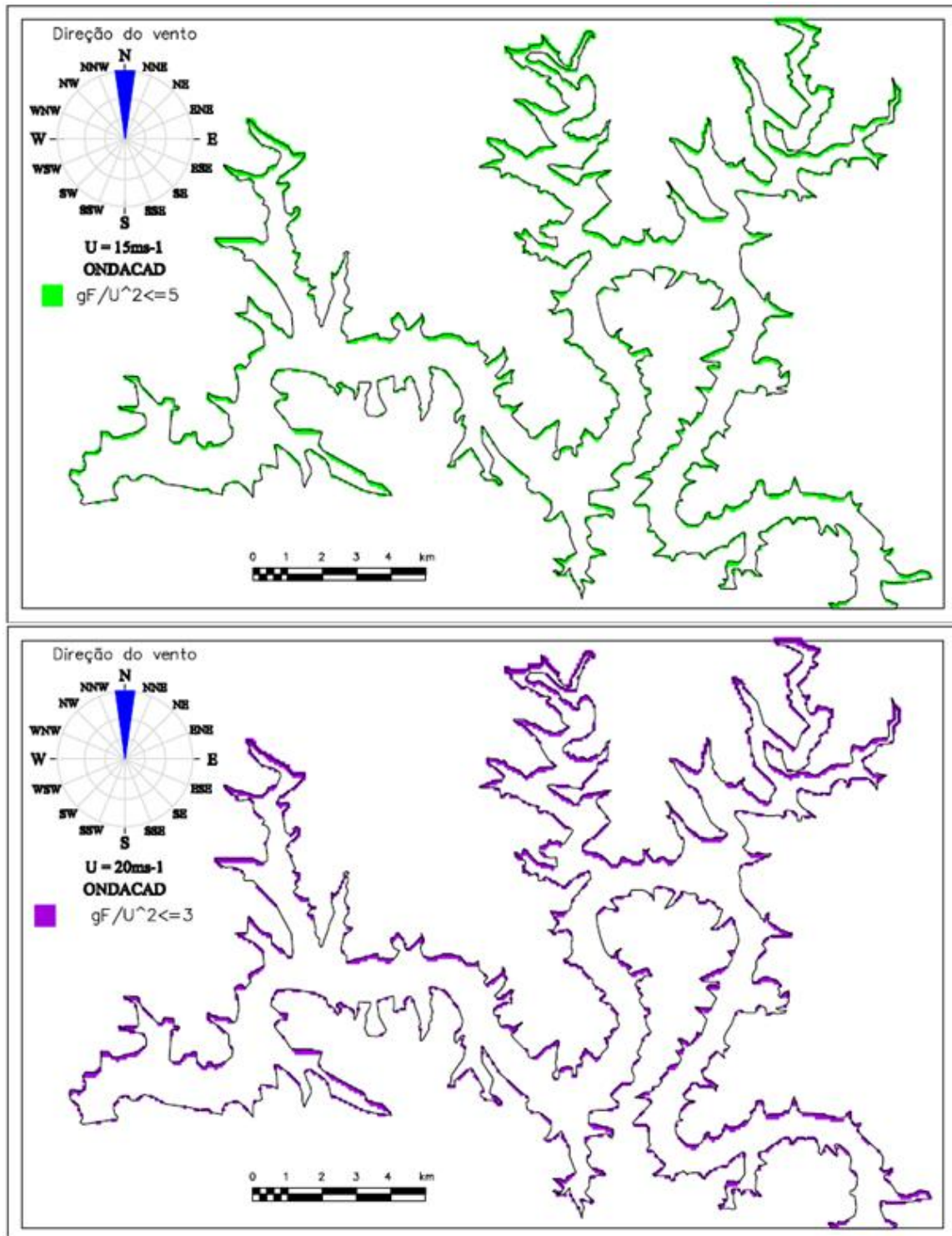


Figura 79 - Localização dos pontos próximos ao eixo $gH U^{-2}$ para ventos de 15 e 20 ms^{-1}

A localização dos pontos inconsistentes na Figura 78 e na Figura 79 está associada a duas características: (1) são pontos a barlavento; e (2) são pontos próximos à margem.

A localização dos pontos próximos ao eixo das abscissas indica locais de pequena altura de onda, para valores significativos de *fetch*, conforme ilustram a Figura 80 e a Figura 81.

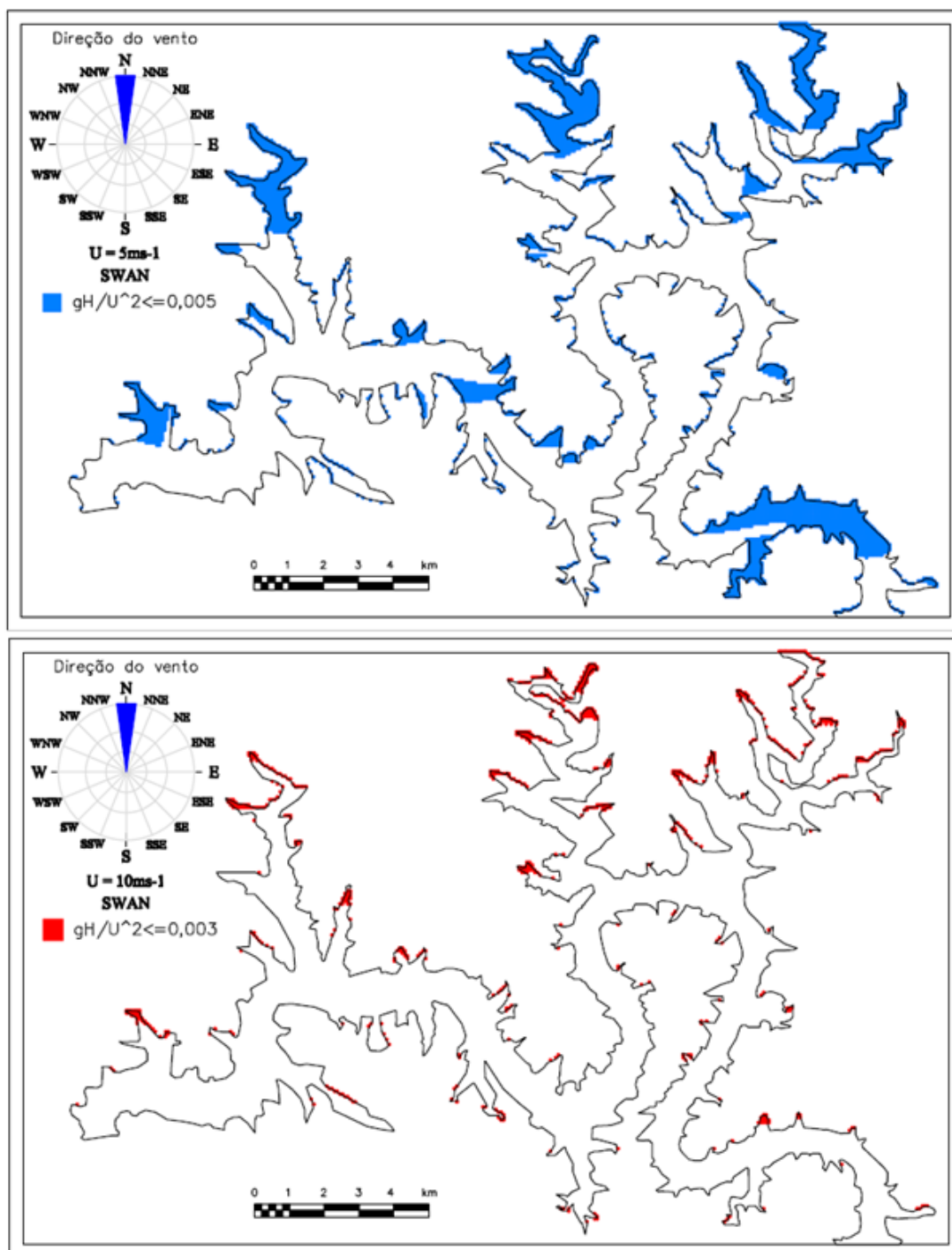


Figura 80 - Localização dos pontos próximos ao eixo gH/U^2 para ventos de 5 e 10 ms^{-1}

Para vento de 5 ms^{-1} , a Figura 80 mostra várias regiões, caracterizadas por ondas de pequena amplitude para valores significativos de *fetch*. Esse fato demonstra as possíveis incertezas do modelo *SWAN* na simulação das alturas de ondas próximas às margens, principalmente para ventos de pequena intensidade.

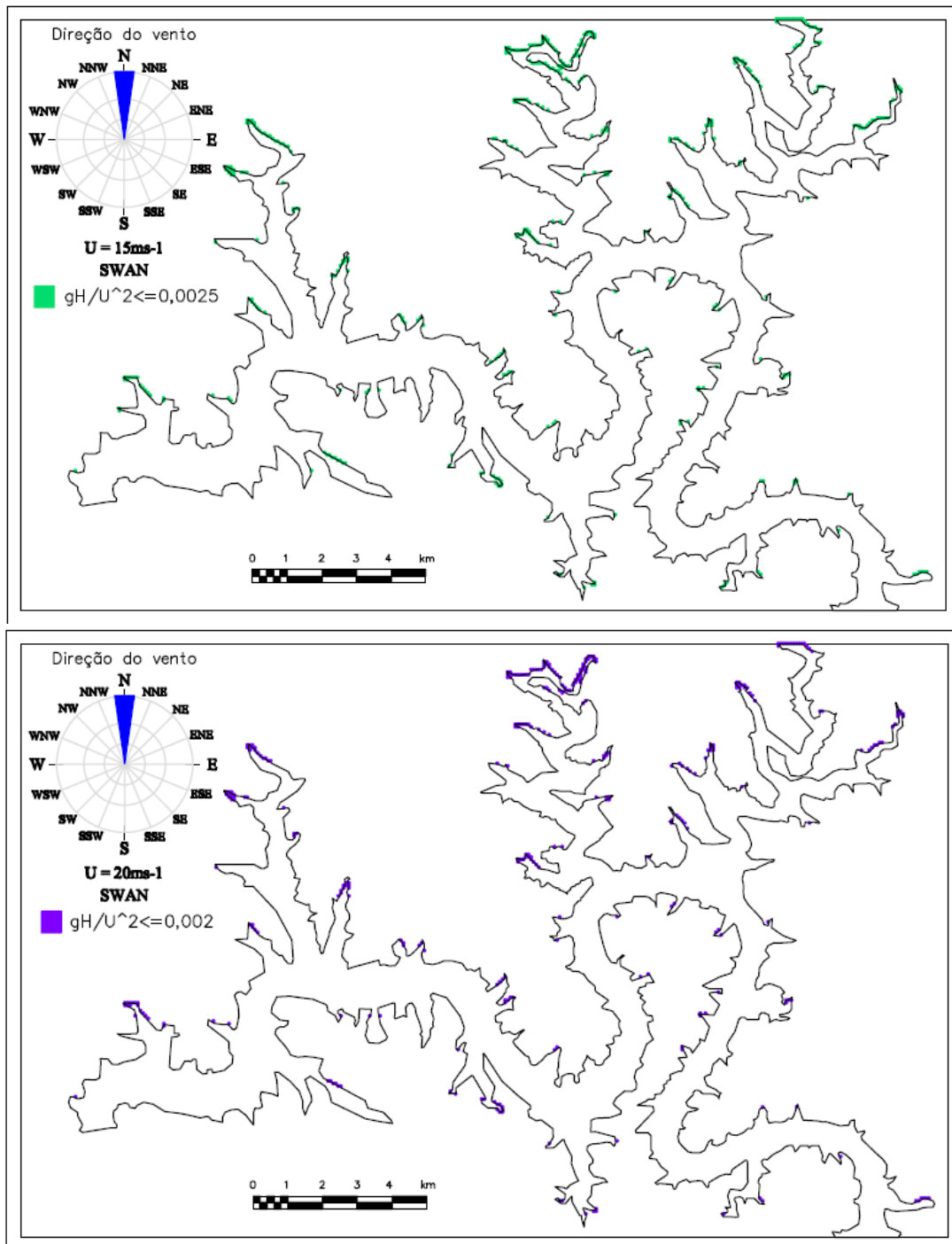


Figura 81 - Localização dos pontos próximos ao eixo gFU^{-2} para ventos de 15 e 20 ms^{-1}

O formato dendrítico do reservatório produz incertezas na simulação do campo de ondas, dificultando o desenvolvimento da equação de regressão entre alturas de onda e *fetch*. Para eliminar essas incertezas, foi desenvolvido um método que permite representar o reservatório por meio de uma figura geométrica regular, eliminando a dendriticidade e mantendo as escalas. Esse método foi denominado de método dos Prismas Equivalentes.

5.1.6 Método dos Prismas Equivalentes

Visando uma melhor compreensão da topologia da equação paramétrica entre altura de ondas e *fetch*, bem como a minimização das incertezas da configuração dendrítica do reservatório sobre a simulação das ondas com o modelo *SWAN*, foi desenvolvido o método dos Prismas Equivalentes.

O prisma equivalente consiste na representação do corpo de água por um paralelepípedo de dimensões L_1 , L_2 e d , ilustrado na Figura 82, que representa os maiores valores de *fetch*, e de alturas de onda, sem as complexidades da configuração dendrítica.

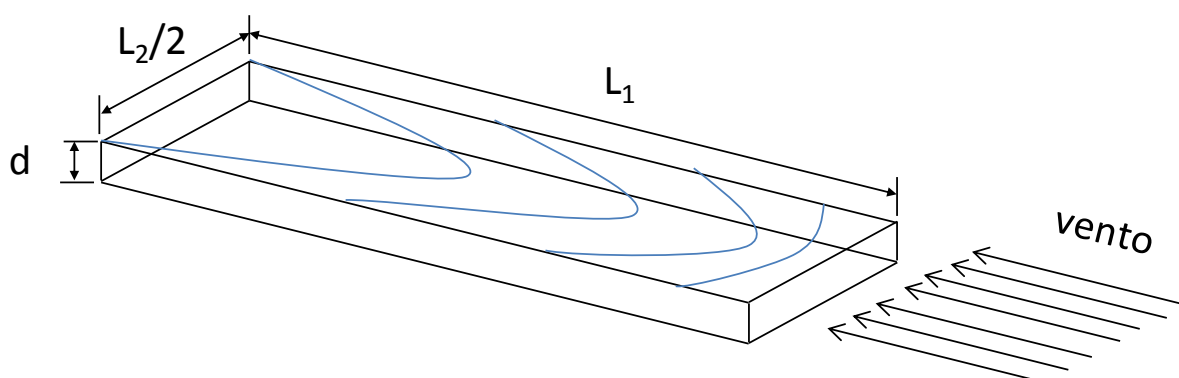


Figura 82 - Dimensões do prisma equivalente ao corpo de água

Na Figura 82 os comprimentos L_1 e L_2 representam as dimensões referentes ao processo rápido de obtenção do *fetch* máximo pelo método de Saville, já descrito no subitem 2.3.5. Como o modelo paramétrico considera as ondas se propagando em águas profundas, a profundidade “ d ” foi convencionada ser igual a L_1 , eliminando a influência da profundidade na altura da onda. Utilizando-se esse método, foram modelados quatro corpos de água de diferentes escalas de comprimento e, fixando-se a direção do vento, foram gerados os campos de onda para as intensidades do vento de cinco, dez, quinze e vinte metros por segundo. Os prismas equivalentes foram simulados para os reservatórios de Vossoroca, Molinos e os lagos Mangueira e Michigan. Os quatro prismas equivalentes forneceram as condições de contorno para a simulação de ondas pelo modelo *SWAN* e de *fetch* pelo modelo *ONDACAD*.

Outros quatro casos, que são os reservatórios de Itaipu, Salto Caxias, Jurumirim e o lago Superior foram selecionados para a simulação direta com o modelo *SWAN*, de forma a se manter a complexidade dos contornos dendríticos desses reservatórios.

A Figura 83 indica as escalas do *fetch* máximo dos oito corpos de água modelados.

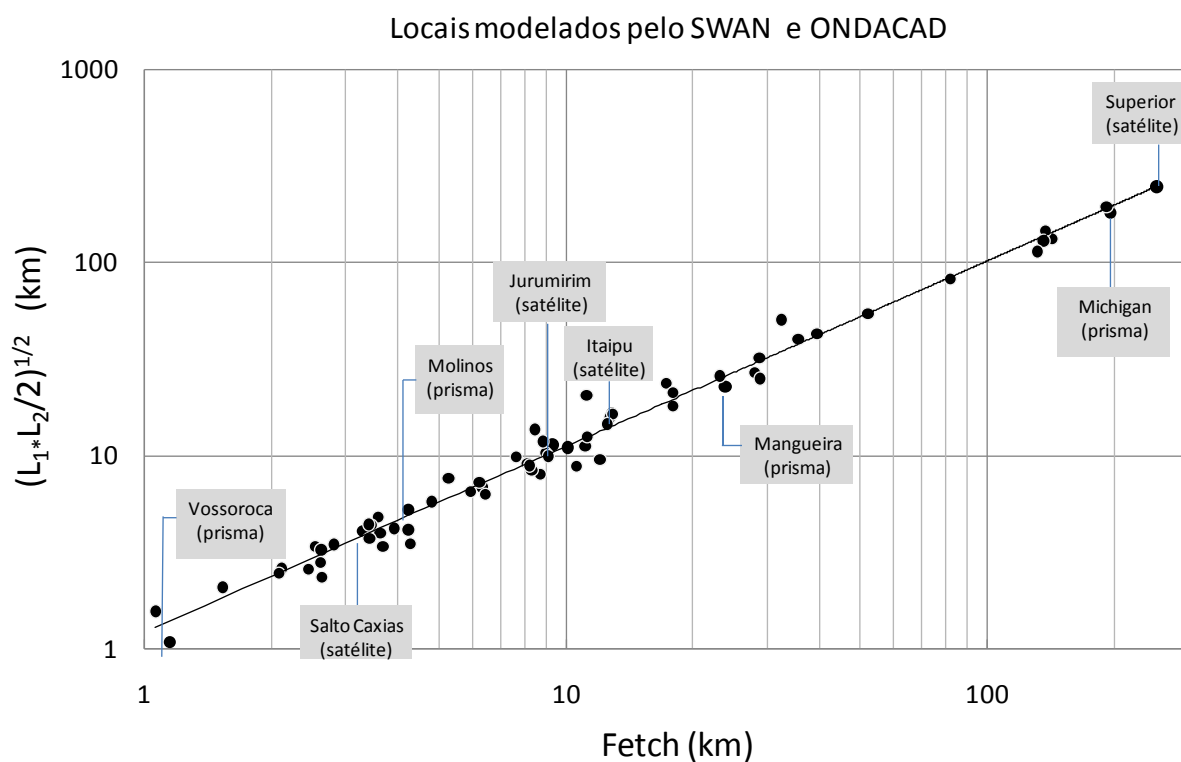


Figura 83 - Escalas do *fetch* máximo dos oito corpos d'água modelados

A Figura 84 ilustra as dimensões L_1 e L_2 dos prismas equivalentes e a Figura 85 compara as áreas do reservatório, mantendo-se a mesma escala.

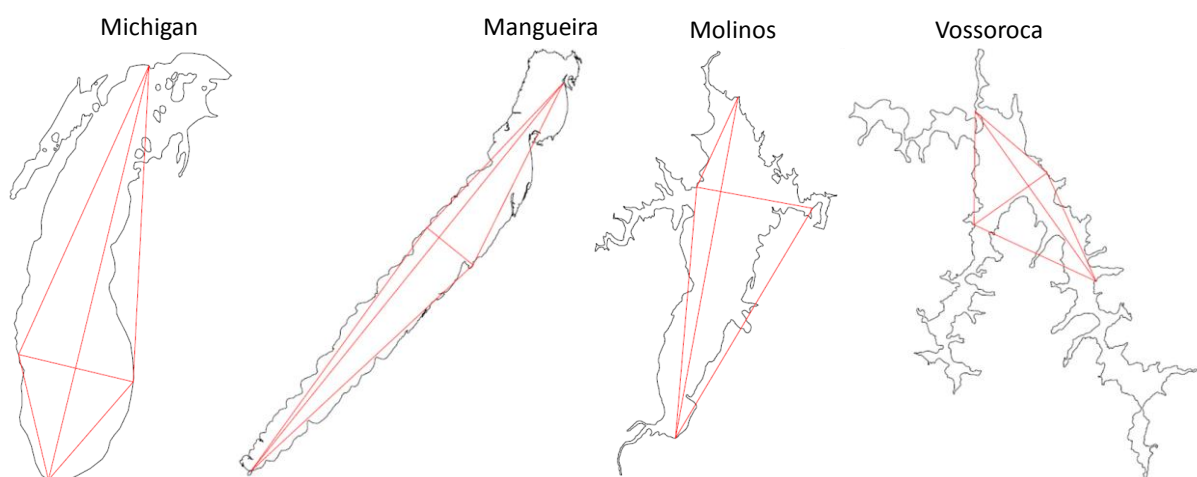


Figura 84 - Dimensões L_1 e L_2 dos quatro reservatórios simulados com o prisma equivalente

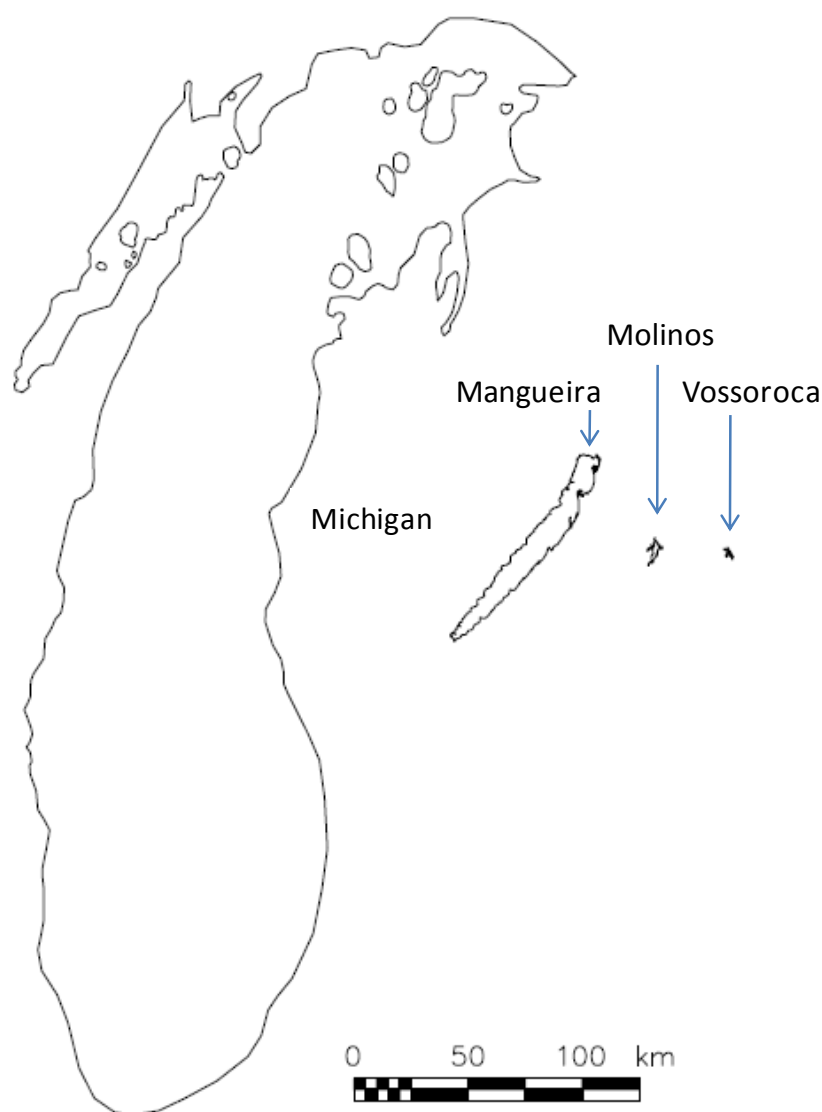


Figura 85 - Comparação das áreas do lago Michigan e dos reservatórios de Mangueira, Molinos e Vossoroca, na mesma escala

5.1.7 *Fetch* e campo de ondas dos prismas equivalentes

A Figura 86 até a Figura 89 ilustram a distribuição do *fetch* (primeiro painel da esquerda) e os campos de onda para diferentes ventos nos quatro prismas equivalentes selecionados.

O desenvolvimento do modelo paramétrico está fundamentado na semelhança das configurações das isolinhas de alturas de onda e de *fetch*, permitindo a regressão entre altura de onda e *fetch*, condicionada à hipótese de águas profundas.

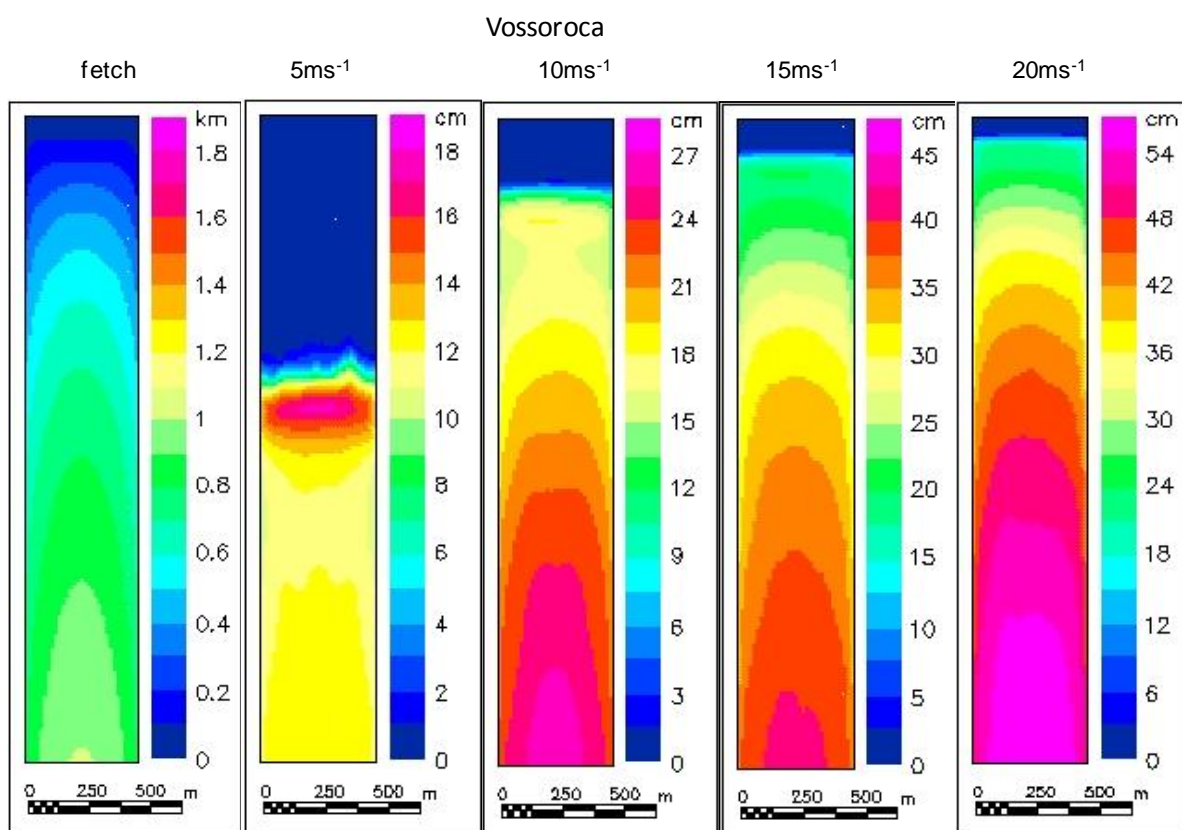


Figura 86 - Distribuição do *fetch* e campos de ondas no prisma equivalente ao reservatório de Vossoroca

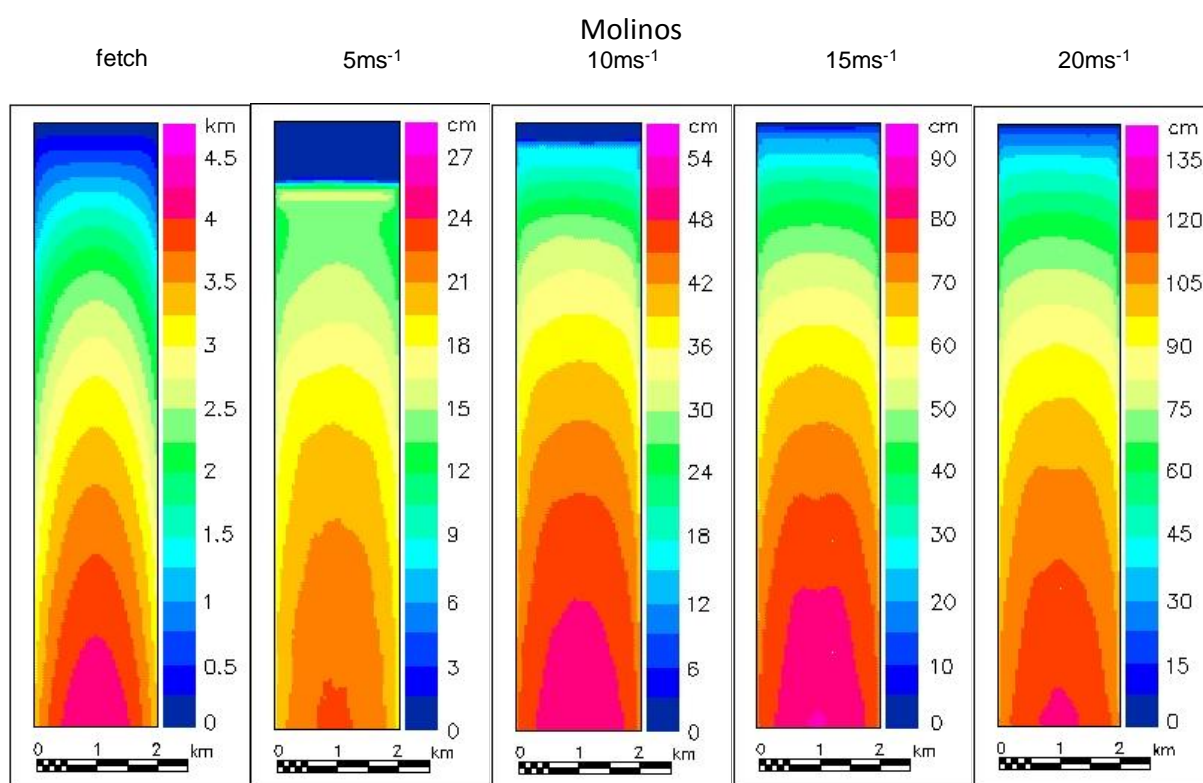


Figura 87 - Distribuição do *fetch* e campos de ondas no prisma equivalente ao reservatório de Molinos

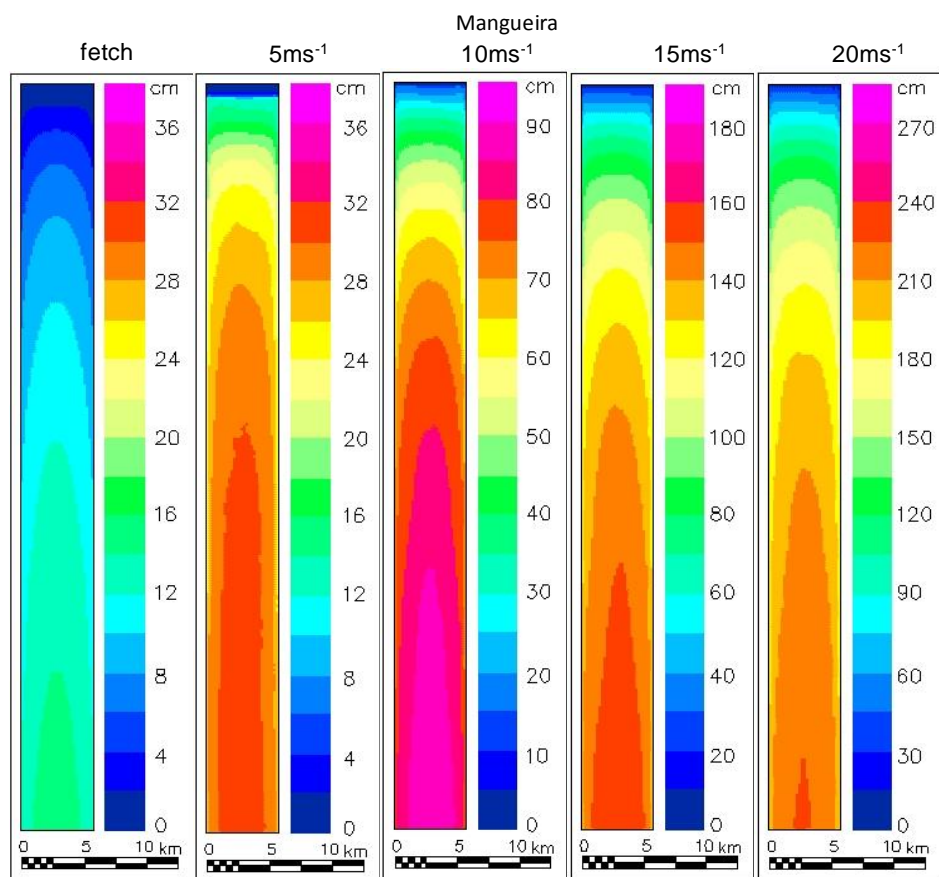


Figura 88 - Distribuição do *fetch* e campos de ondas no prisma equivalente à lagoa Mangueira

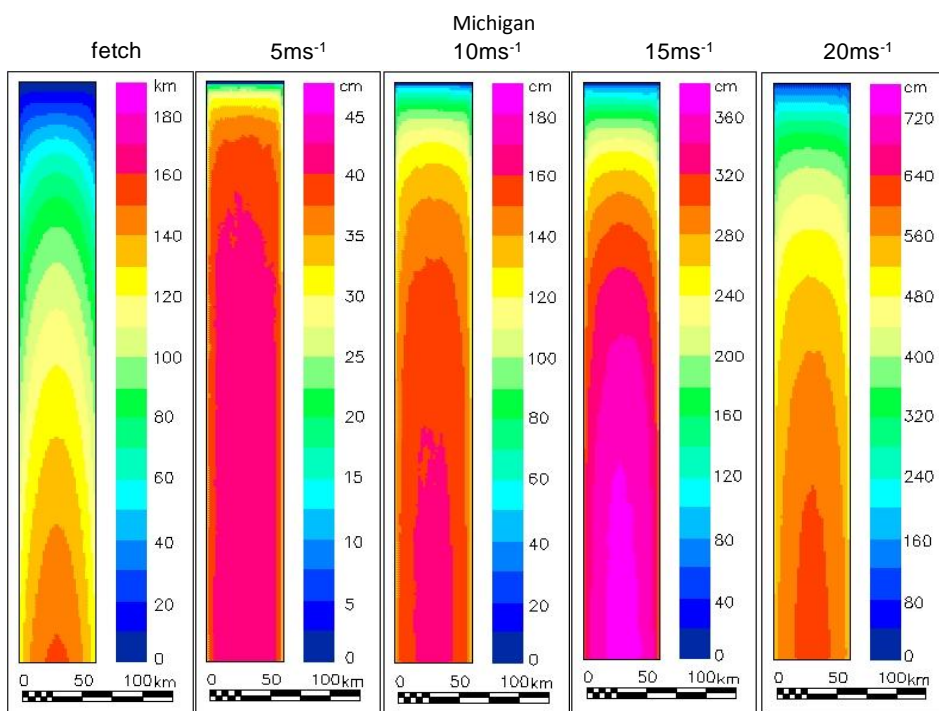


Figura 89 - Distribuição do *fetch* e campos de ondas no prisma equivalente ao lago Michigan

No entanto, para baixas velocidades de vento, mesmo que soprando continuamente com a mesma intensidade e direção, verificou-se que o modelo *SWAN* gerou campos de onda que divergem da distribuição do *fetch*. A Figura 90 ilustra a posição desses pontos no diagrama adimensional.

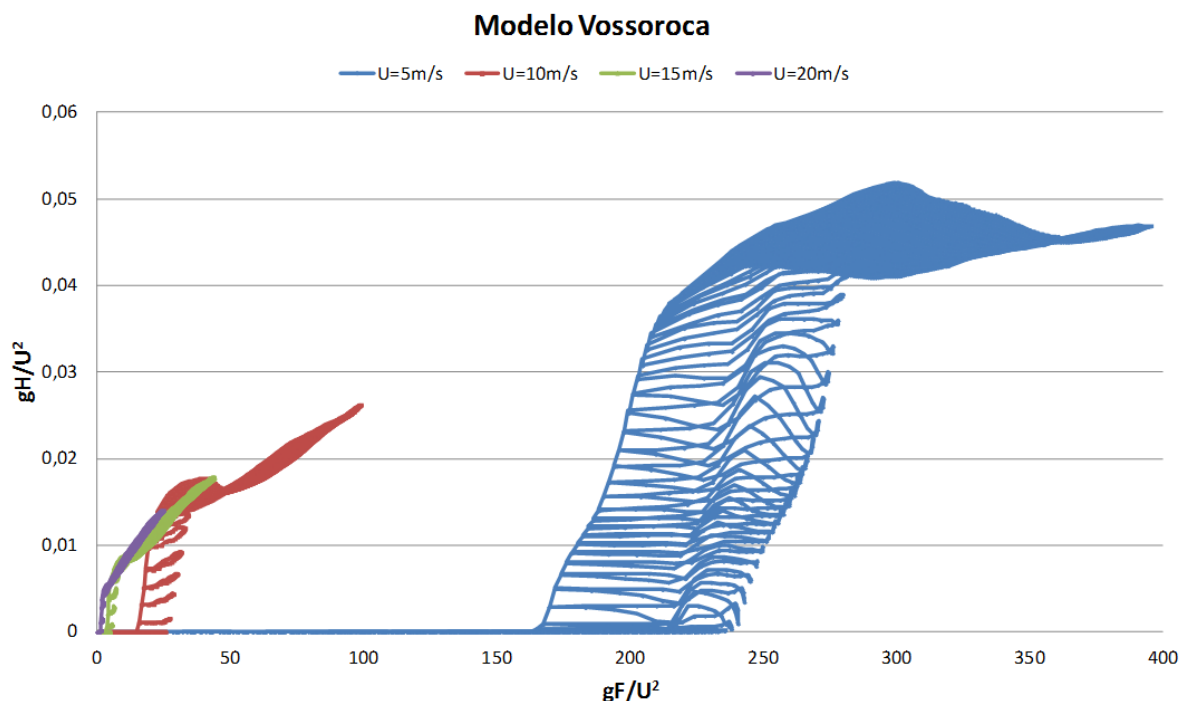


Figura 90 - Diagrama adimensional do *fetch* e altura de onda para o prisma representativo do reservatório de Vossoroca

No reservatório de Vossoroca, caracterizado como um pequeno corpo d'água, os ventos de 5ms^{-1} começam a gerar ondas relacionadas com o *fetch* somente depois de percorrida pouco mais da metade do comprimento L_1 , ou seja, em torno de dois quilômetros. O mesmo efeito ocorre nos demais corpos de água, que são de maiores dimensões, conforme ilustram os campos de ondas dos quatro prismas equivalentes para ventos de 5ms^{-1} da Figura 91. Os prismas foram ilustrados com três resoluções diferentes: (1) na mesma escala (painel superior esquerdo); e (2) aplicando-se um zoom de 8 vezes (painel superior direito) e um zoom de 100 vezes (painel inferior) em relação à resolução usada nas Figura 86 à Figura 88.

Na Figura 91 se observa no reservatório de Vossoroca um núcleo de instabilidade, com grandes amplitudes de onda (cor vermelha) e com assimetria das isolinhas, aproximadamente na metade do comprimento. A atribuição da cor de cada pixel é feita com base no valor determinado no nó da malha no centro de cada pixel. Para o caso do lago Michigan, o pixel tem dois mil metros e, portanto, sua cor representa a faixa localizada a uma distância de mil metros da margem.

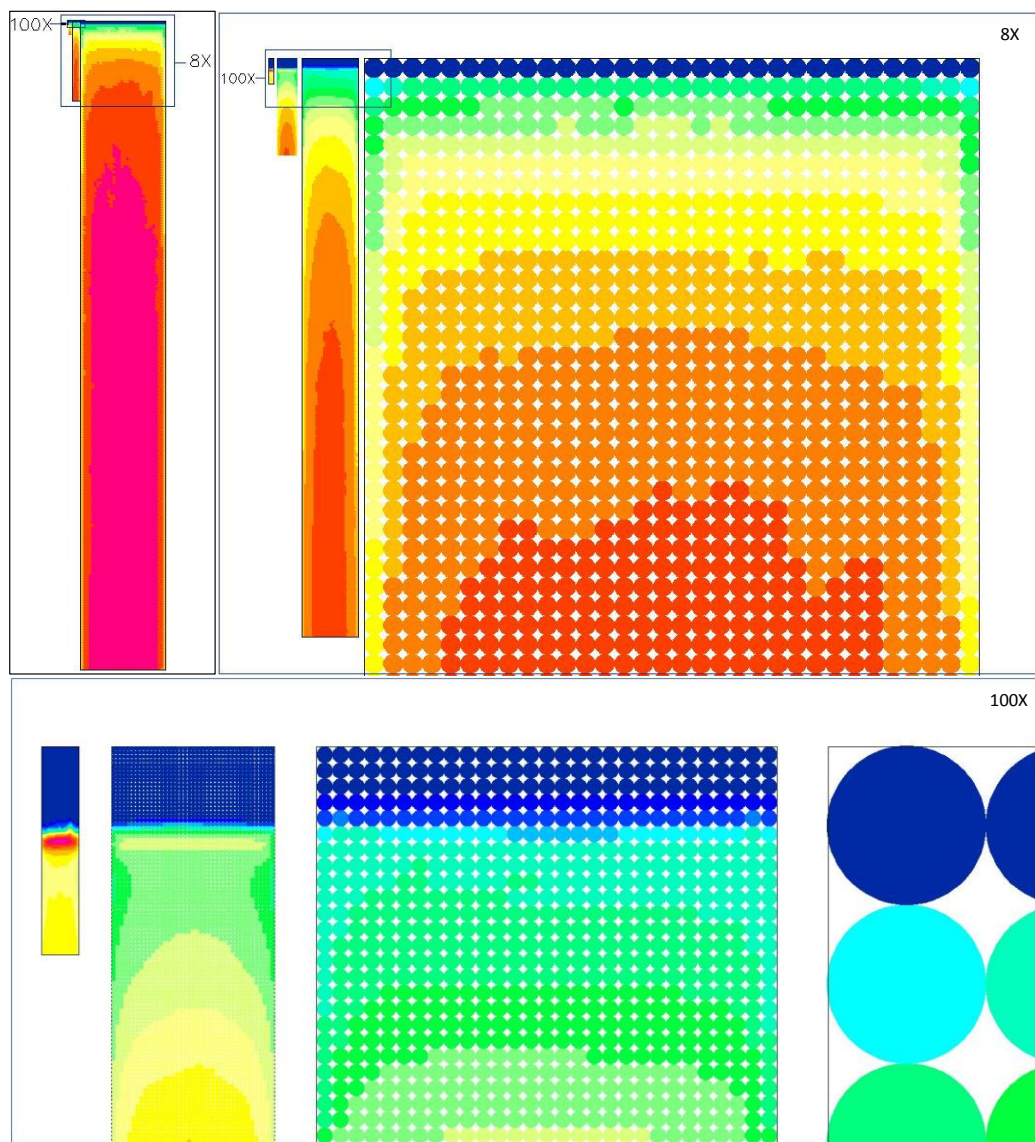


Figura 91 - Isolinhas de *fetch* e altura de ondas para os prismas equivalentes aos corpos de água de Vossoroca, Molinos, Mangueira e Michigan (esquerda para a direita), com zoom de 8x (painel superior) e 100x (painel inferior)

A Figura 91 indica que as relações entre as alturas de onda simuladas pelo *SWAN* e *fetch* começam a divergir para comprimentos inferiores a 1,5 km quando a velocidade do vento foi de 5 ms^{-1} . Esse comprimento será denominado de comprimento de divergência. Portanto, a regressão entre altura de onda e *fetch* só parece viável para escalas que excedam o comprimento de divergência.

Com o aumento da intensidade do vento, verifica-se que o comprimento de divergência diminui. Para dirimir essa questão e quantificar a variação desse comprimento com o aumento da intensidade do vento, foram comparados os mapas de campo de ondas para os reservatórios de Vossoroca e Molinos, ilustrados na

Figura 92 e na Figura 93, respectivamente.

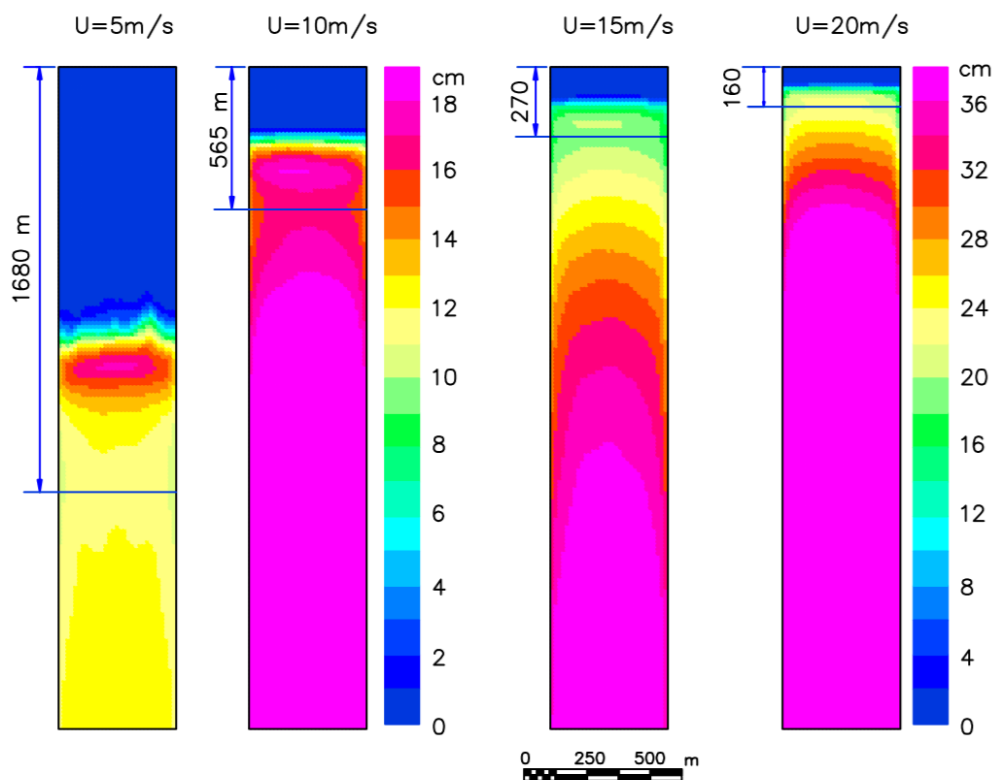


Figura 92 - Determinação do comprimento de divergência para o prisma relativo ao reservatório de Vossoroca

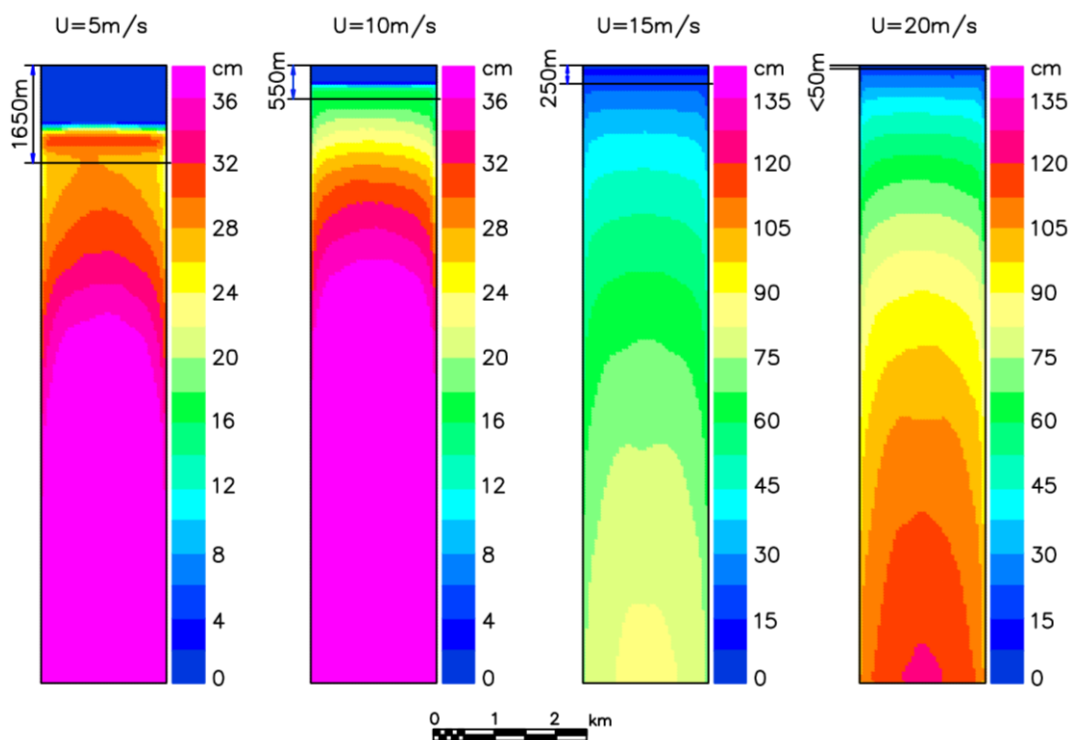


Figura 93 - Determinação do comprimento de divergência para o prisma relativo ao reservatório de Molinos

O comprimento de divergência mantém a mesma ordem de grandeza para todos os

reservatórios para uma dada velocidade do vento, o que sugere que seja resultado da propagação da condição de contorno da direção do vento.

O comprimento de divergência para cada velocidade do vento foi relacionado ao maior *fetch* que correspondesse às isolinhas assimétricas de altura de onda, ilustrados na Figura 93 e listados na Tabela 19.

Tabela 19 - Relação entre velocidade do vento e comprimentos de divergência para os prismas equivalentes aos reservatórios de Vossoroca e Molinos

U(m/s)	Vossoroca	Molinos
	C.Div (m)	C.Div (m)
5	1680	1650
10	565	550
15	270	250
20	160	50

O ajuste exponencial entre o comprimento de divergência e a velocidade do vento é ilustrado na Figura 94.

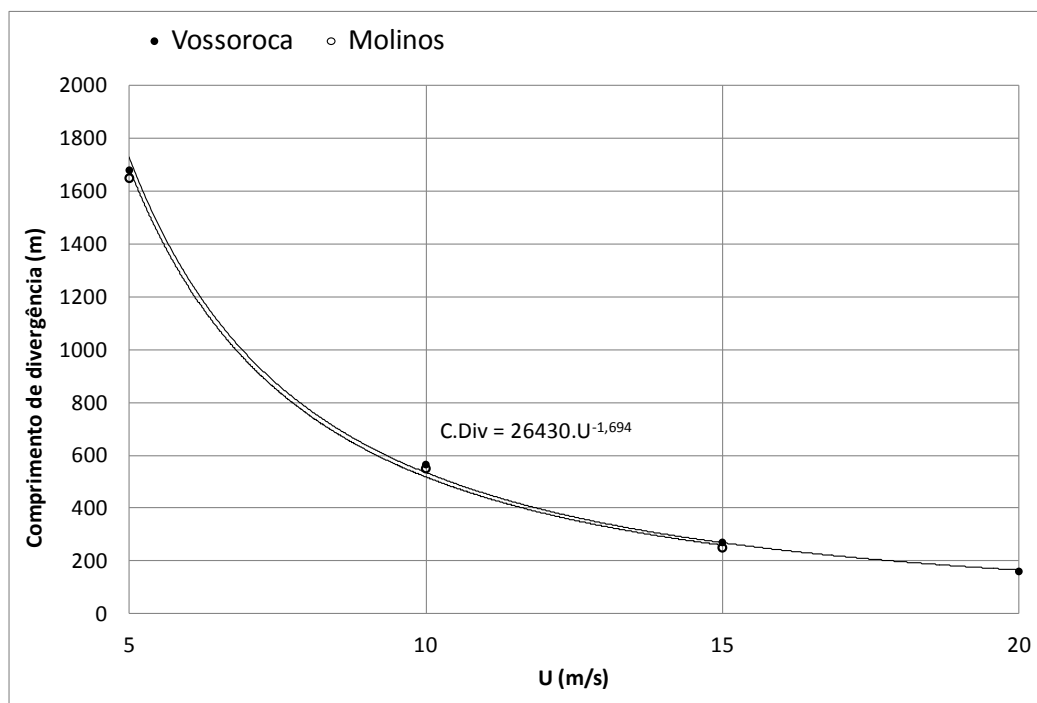


Figura 94 - Ajuste exponencial entre o comprimento de divergência e a intensidade do vento

O comprimento de divergência representa a distância da margem a partir da qual o campo de ondas simulado pelo modelo SWAN passa a comportar-se de modo semelhante ao da distribuição espacial do *fetch*. Na análise do modelo paramétrico entre altura de onda e *fetch* devem ser excluídos os dados de altura de onda da região delimitada pelo comprimento de divergência.

Para os prismas equivalentes, o formato regular facilita a localização das regiões

restritas pelo comprimento de divergência. No entanto, para o caso de corpos de água irregulares e dendríticos, a localização das regiões restritas pelo comprimento de divergência fica seriamente prejudicada.

Deste modo é oportuno, com base nas simulações de onda e *fetch* produzidas, correlacionar o comprimento de divergência com o *fetch*. A Tabela 20 lista as correspondências entre comprimento de divergência e *fetch* para diferentes velocidades de vento nos prismas equivalentes aos reservatórios de Vossoroca e Molinos.

Tabela 20 - Relações entre comprimentos de divergência e *fetch* para os reservatórios de Vossoroca e Molinos

U(m/s)	Vossoroca		Molinos	
	C.Div (m)	Fetch (km)	C.Div (m)	Fetch (km)
5	1680	0,85	1650	1,8
10	565	0,5	550	0,5
15	270	0,3	250	0,3
20	160	0,15	50	-

A equação exponencial que ajusta o *fetch*, associado ao comprimento de divergência, e a velocidade do vento, está ilustrada na Figura 95; essa é a menor extensão do *fetch* a ser utilizada na correlação do *ONDACAD* com o modelo *SWAN*.

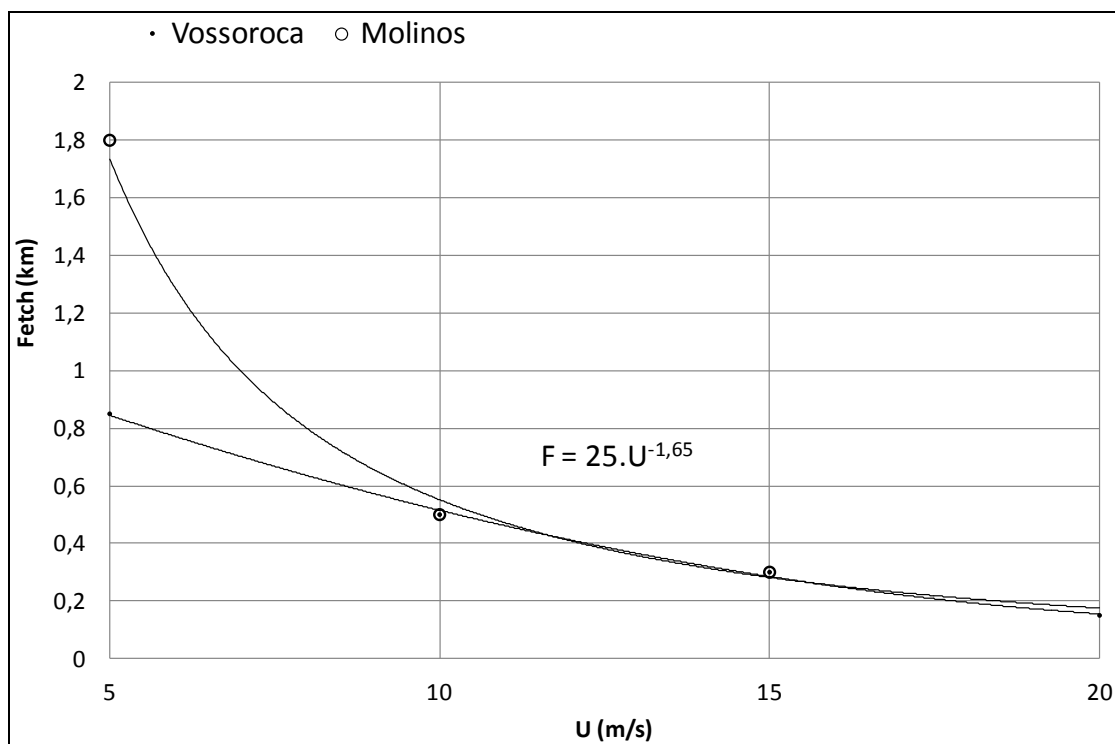


Figura 95 - Ajuste exponencial entre *fetch*, associado ao comprimento de divergência, e a velocidade do vento

Na análise de correlação entre o campo de *fetch* do modelo *ONDACAD* e o campo de ondas do modelo *SWAN*, os dados correspondentes aos valores inferiores ao limite do

comprimento de divergência, para cada intensidade do vento, foram eliminados. Para os prismas da lagoa Mangueira e do lago Michigan, a primeira linha foi eliminada preventivamente de modo a evitar incongruências geradas pela proximidade das magnitudes do espaçamento da malha com o comprimento de divergência.

Os aspectos resultantes dos campos de onda para os prismas dos reservatórios de Vossoroca e Molinos estão ilustrados na Figura 96.

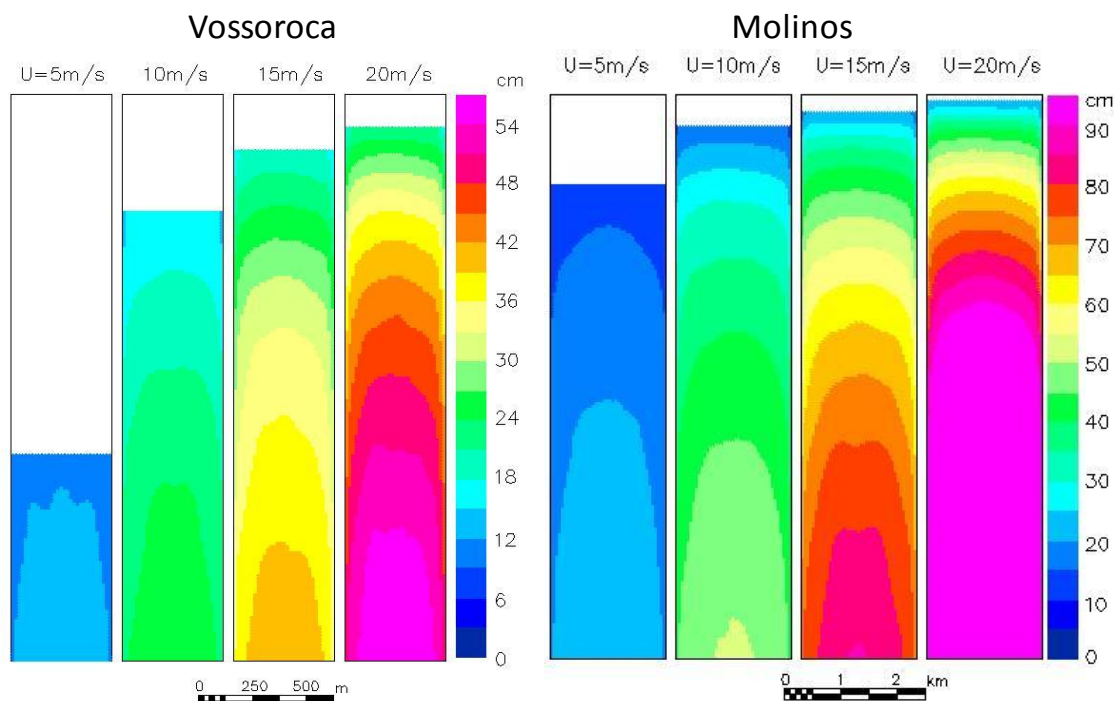


Figura 96 - Campo de ondas para os prismas equivalentes aos reservatórios de Vossoroca e Molinos, com eliminação dos pontos correspondentes aos valores inferiores aos dos comprimentos de divergência

5.1.8 Determinação da equação paramétrica

A topologia exponencial da equação paramétrica [119], a qual relaciona a altura de onda e *fetch*, foi determinada a partir da equação do balanço de energia utilizada pelos modelos numéricos. Os coeficientes α e β também variam com a intensidade do vento. Tem-se, então, a seguinte equação:

$$\frac{gH}{U^2} = \alpha \left(\frac{gF}{U^2} \right)^\beta \quad [119]$$

sendo H a altura significativa da onda, F o *fetch*, U a velocidade do vento e α e β os coeficientes que são determinados pelo ajuste entre o *fetch* do modelo ONDACAD e a altura de onda do modelo SWAN. O desafio está na adequada determinação dos coeficientes α e β .

A Figura 97 e a Figura 98 ilustram os diagramas adimensionais das alturas de onda e *fetch* para as velocidades de vento de 5 ms^{-1} , 10 ms^{-1} , 15 ms^{-1} e 20 ms^{-1} .

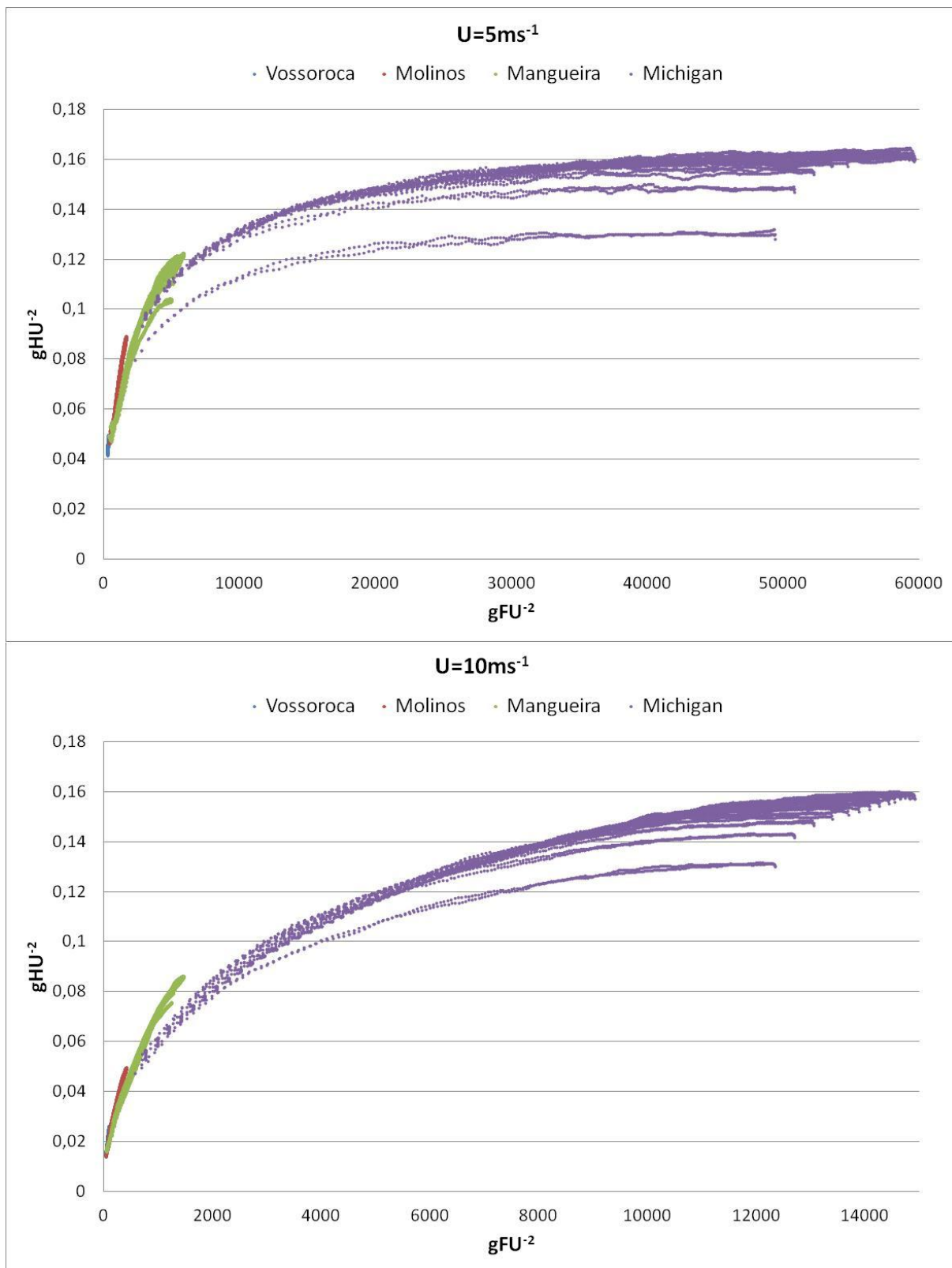


Figura 97 - Relações adimensionais entre altura de onda e *fetch* para ventos de 5 e 10 ms^{-1}

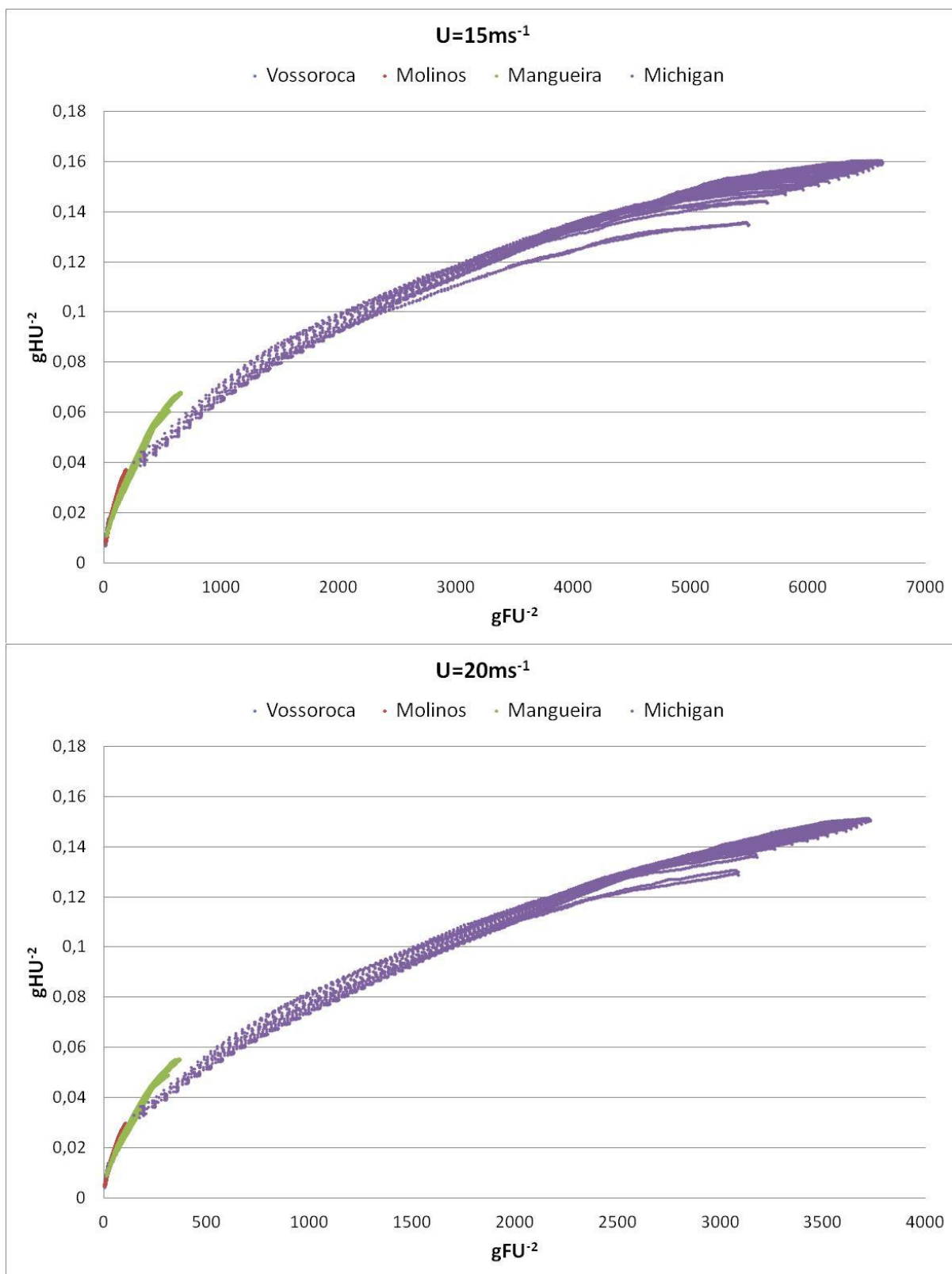


Figura 98 - Relações adimensionais entre altura de onda e *fetch* para ventos de 15 e 20 ms^{-1}

A Figura 99 e a Figura 100 ilustram o ajuste exponencial entre altura de onda e *fetch* adimensionais para as velocidades de vento de 5 ms^{-1} , 10 ms^{-1} , 15 ms^{-1} e 20 ms^{-1} .

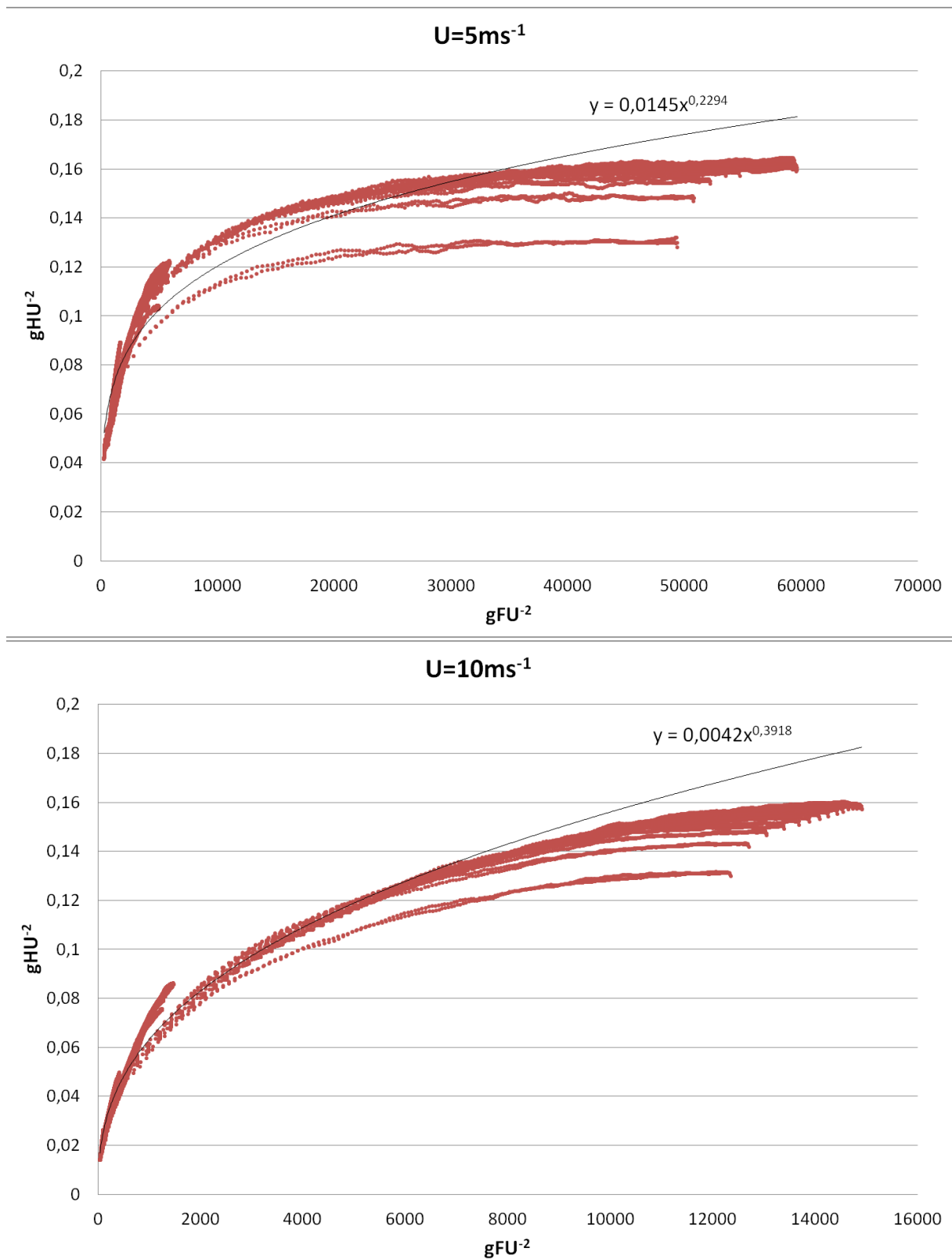


Figura 99 - Ajuste exponencial da altura de onda e *fetch* adimensionais para ventos de 5 e 10ms^{-1}

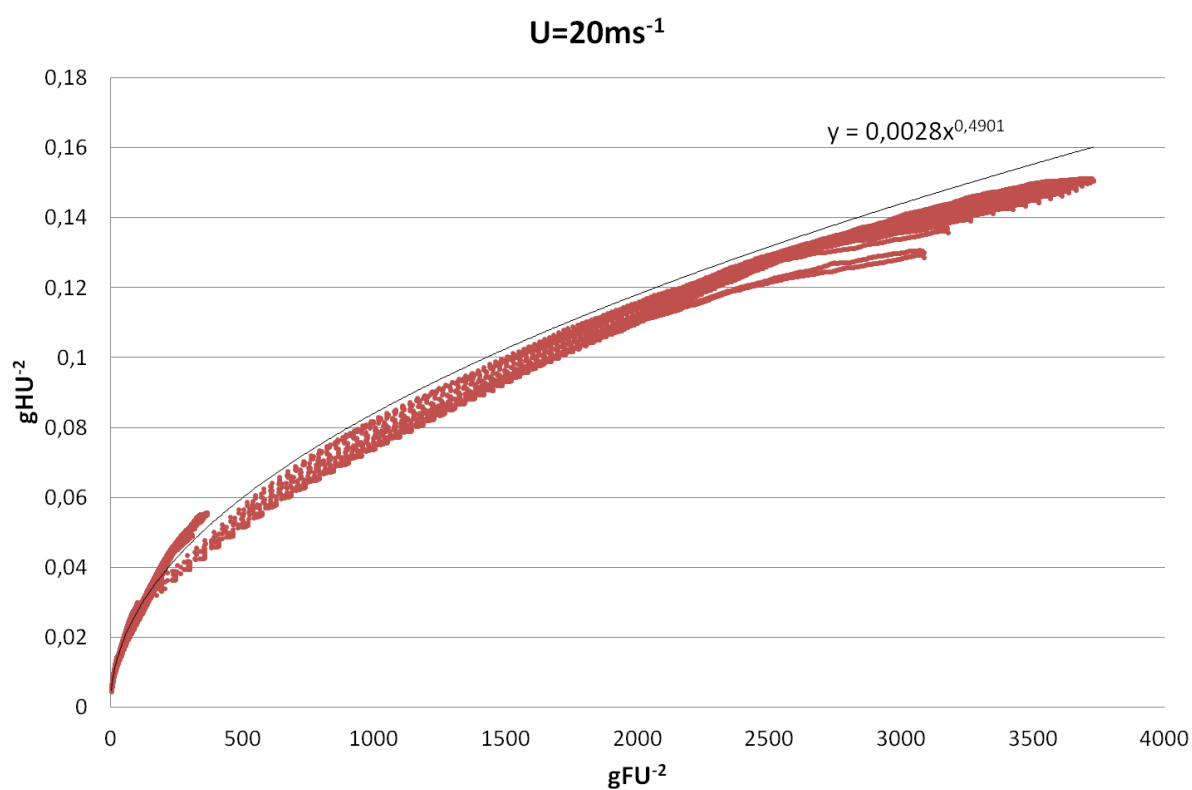
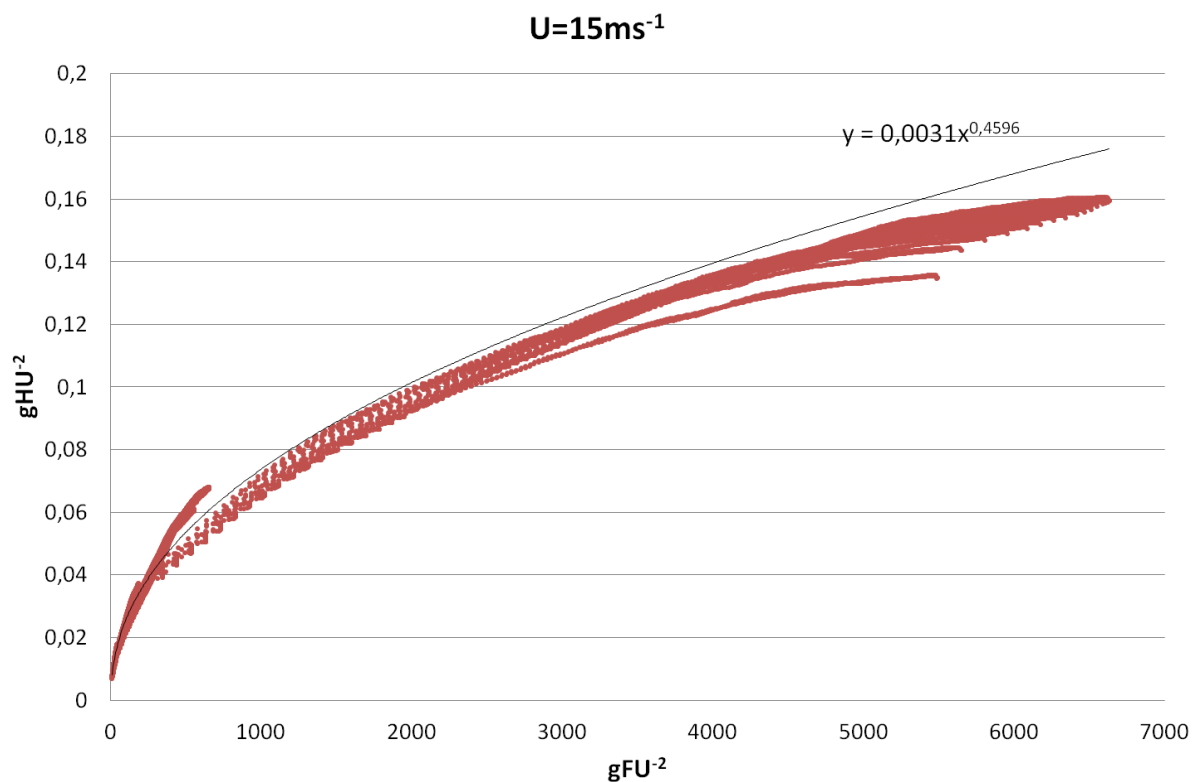


Figura 100 - Ajuste exponencial da altura de onda e *fetch* adimensionais para ventos de 15 e 20 ms^{-1}

A Figura 101 ilustra o diagrama em escala logarítmica das relações entre altura de onda e *fetch* adimensionais para as velocidades de vento de 5 ms^{-1} , 10 ms^{-1} , 15 ms^{-1} e 20 ms^{-1} .

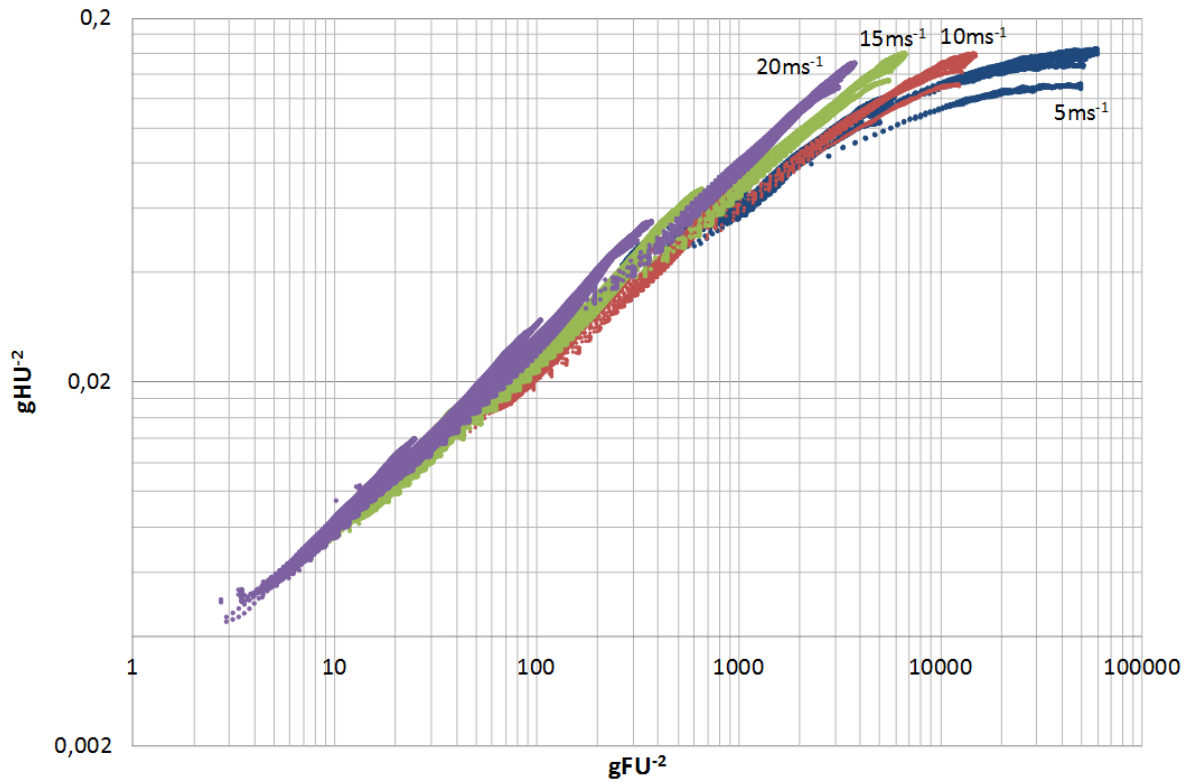


Figura 101 - Gráfico log-log das alturas de onda e *fetch* adimensionais

A Tabela 21 resume os coeficientes do ajuste exponencial para cada velocidade de vento.

Tabela 21 - Coeficientes do ajuste exponencial entre altura de onda e *fetch* adimensionais

U(m/s)	5	10	15	20
α	0,0145	0,0042	0,0031	0,0028
β	0,2294	0,3918	0,4596	0,4901

As equações a seguir descrevem o ajuste dos coeficientes α e β com a velocidade do vento:

$$H^* = \alpha (F^*)^\beta \quad [120]$$

$$\alpha = 0,09778 (e^{-U/2,35503}) + 0,0028 \quad [121]$$

$$\beta = 0,51148 - [0,66223 (0,84304^U)] \quad [122]$$

A Figura 102 ilustra as relações exponenciais, com os coeficientes variáveis com o vento, da altura de onda e *fetch* adimensionais, sobrepostos aos dados de *fetch* do modelo ONDACAD e vento do modelo SWAN.

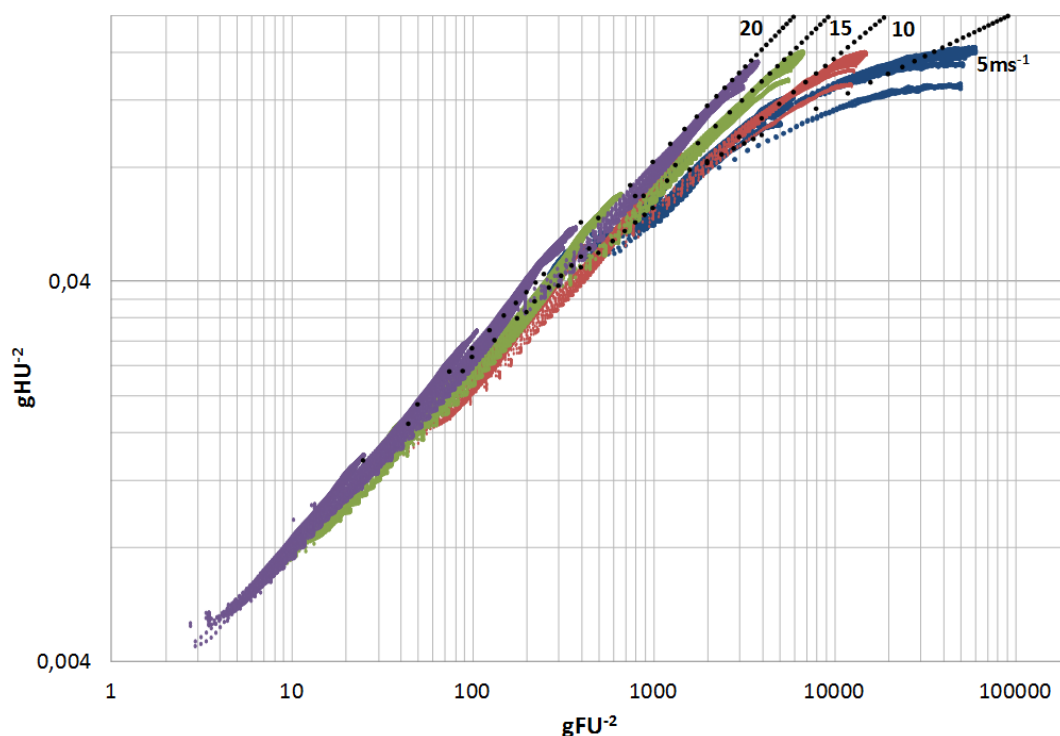


Figura 102 - Gráfico log-log das equações ajustadas das alturas de onda e *fetch* adimensionais, com coeficientes variáveis com o vento

5.1.9 Validação do modelo

A etapa de validação da equação paramétrica entre altura de onda e *fetch*, com coeficientes dependentes do vento, foi realizada tanto para os corpos d'água dendríticos quanto para os prismas equivalentes listados na tabela a seguir:

Tabela 22 - Corpos d'água modelados na etapa de validação

Prisma	Vossoroca	Molinos	Mangueira	Michigan
Dendrítico	Salto Caxias	Jurumirim	Itaipu	Superior

Decidiu-se por corpos d'água dendríticos diferentes dos escolhidos para a geração dos prismas equivalentes de modo a ilustrar o impacto do uso do modelo paramétrico nos casos mais adversos.

5.1.9.1 Validação para os prismas equivalentes

A Figura 103 e a Figura 104 ilustram a validação para o prisma equivalente ao reservatório de Vossoroca. A Figura 103 ilustra a correlação entre alturas de onda dos modelos *SWAN* e *ONDACAD* e a Figura 104 compara os campos de onda.

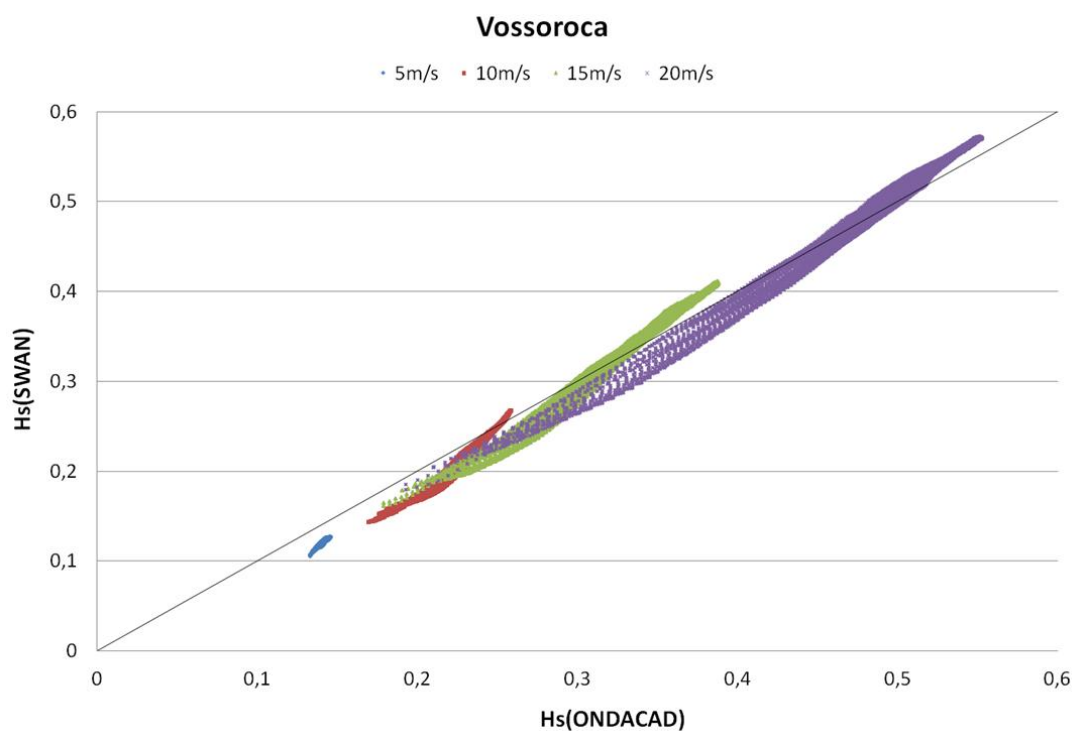


Figura 103 - Correlação das alturas de onda dos modelos ONDACAD e SWAN para o prisma equivalente ao reservatório de Vossoroca, para ventos de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1}

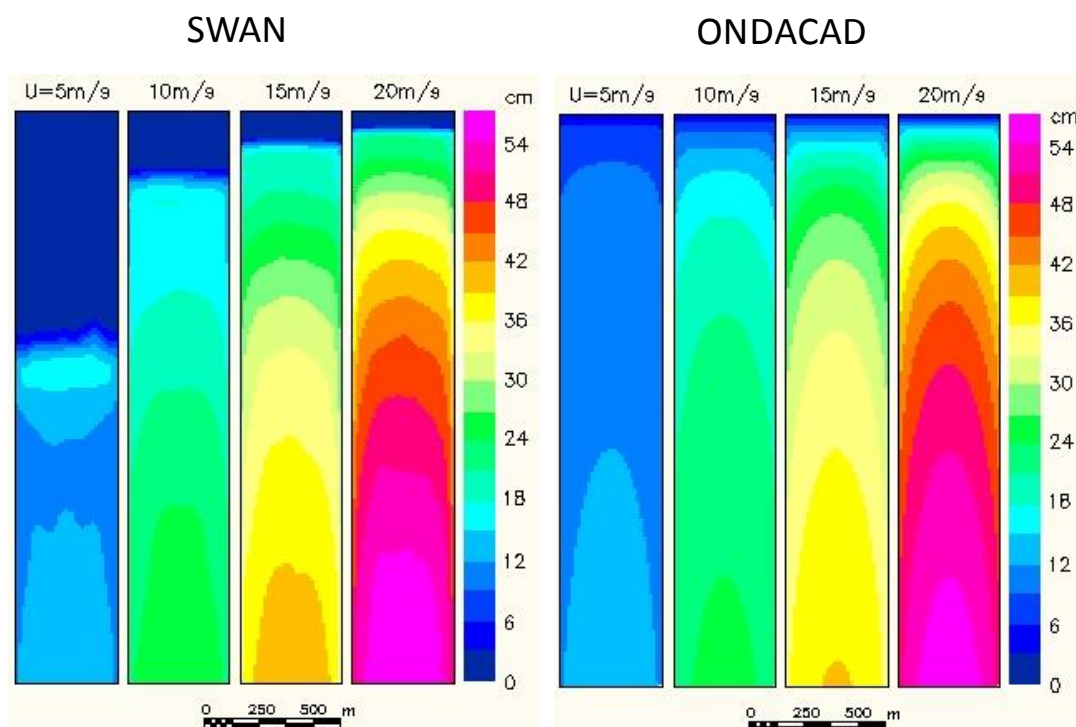


Figura 104 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o prisma equivalente ao reservatório de Vossoroca

A Figura 105 e a Figura 106 ilustram a validação para o prisma equivalente ao reservatório de Molinos. A Figura 105 ilustra a correlação entre alturas de onda dos modelos *SWAN* e *ONDACAD* e a Figura 106 compara os campos de onda.

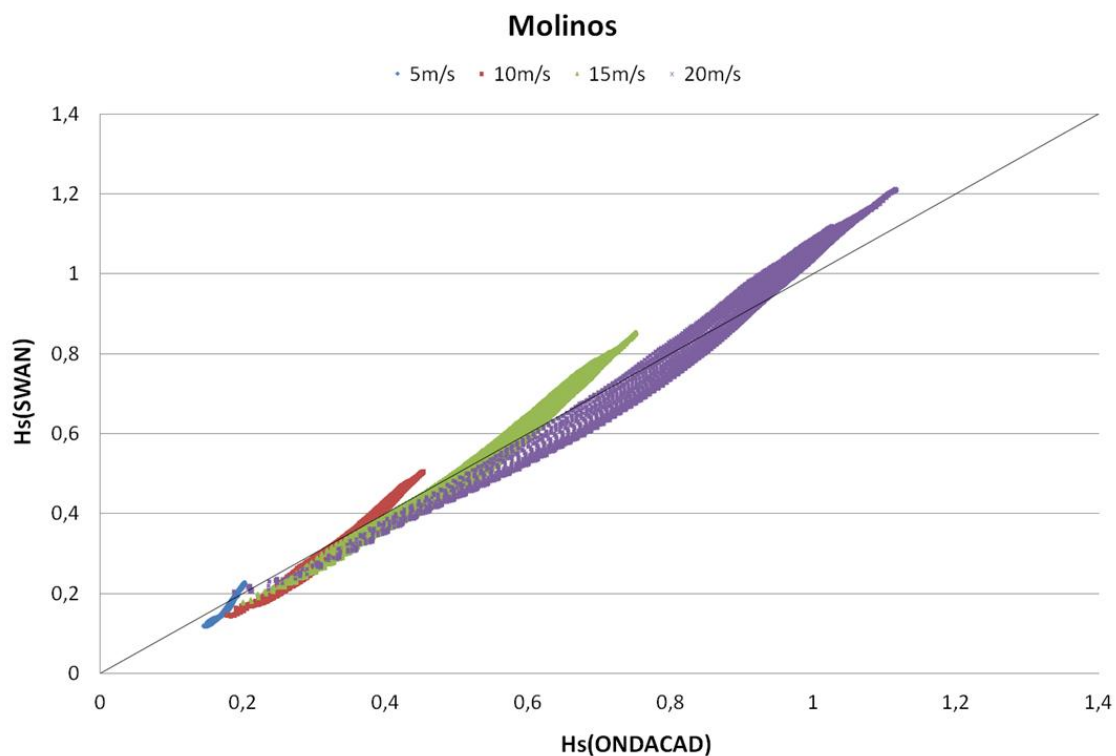


Figura 105 - Correlação das alturas de onda dos modelos ONDACAD e SWAN para o prisma equivalente ao reservatório de Molinos, para ventos de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1}

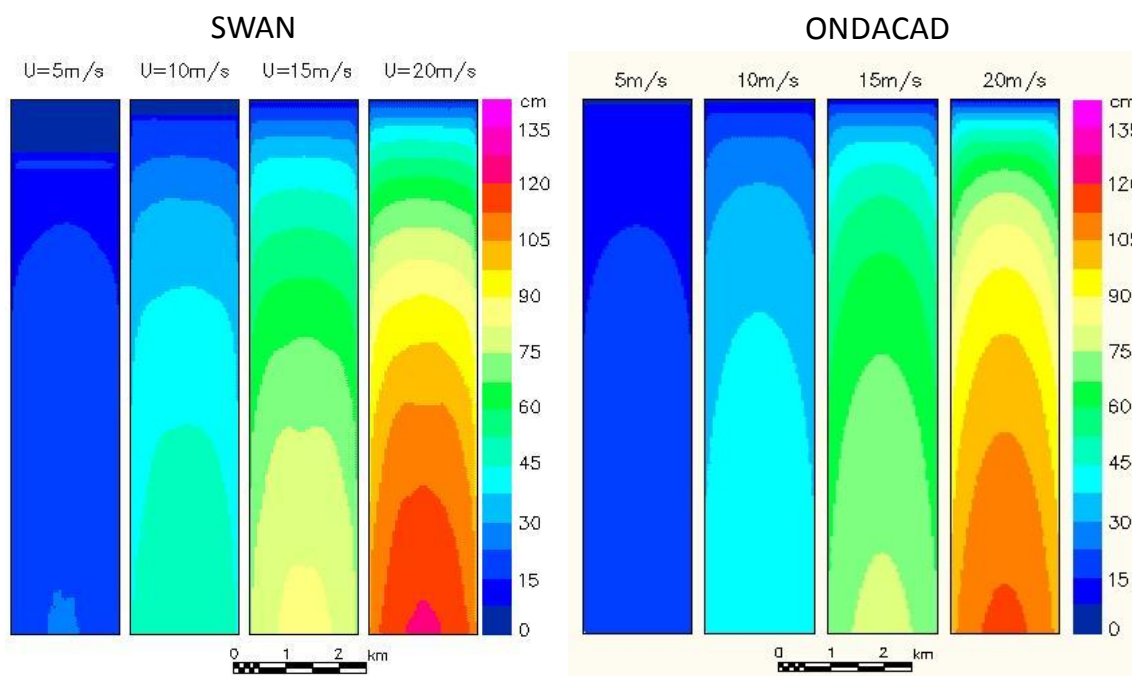


Figura 106 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o prisma equivalente ao reservatório de Molinos

A Figura 107 e a Figura 108 ilustram a validação para o prisma equivalente de lagoa Mangueira. A Figura 107 ilustra a correlação entre alturas de onda dos modelos *SWAN* e *ONDACAD* e a Figura 108 compara os campos de onda.

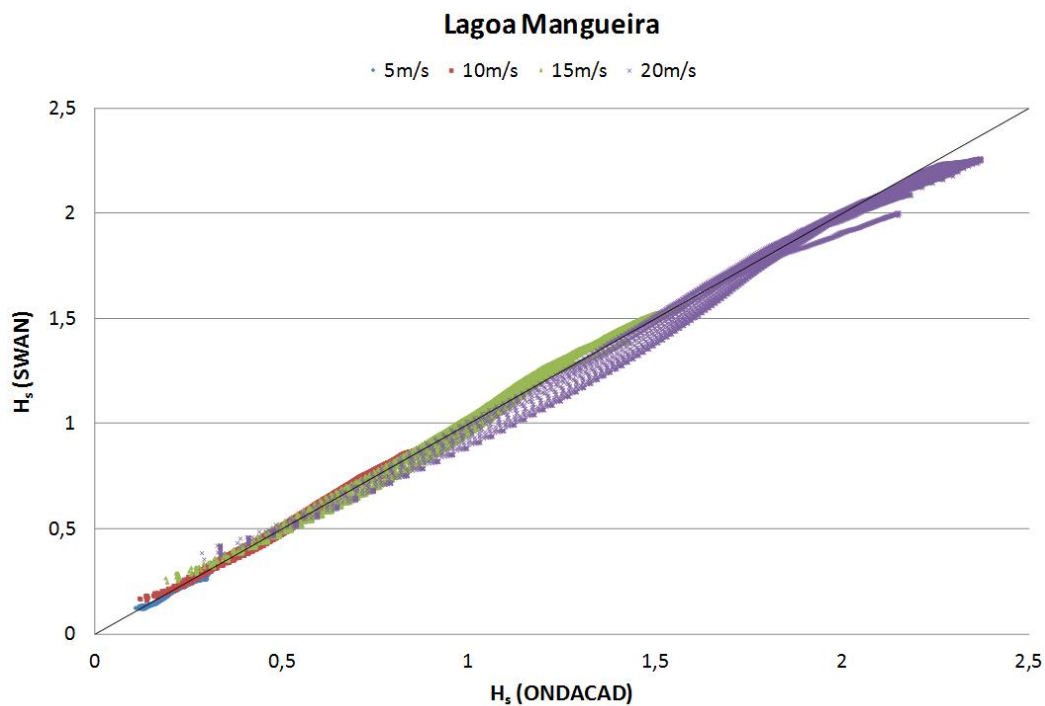


Figura 107 - Correlação das alturas de ondas dos modelos ONDACAD e SWAN para o prisma equivalente à lagoa Mangueira, para ventos de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1}

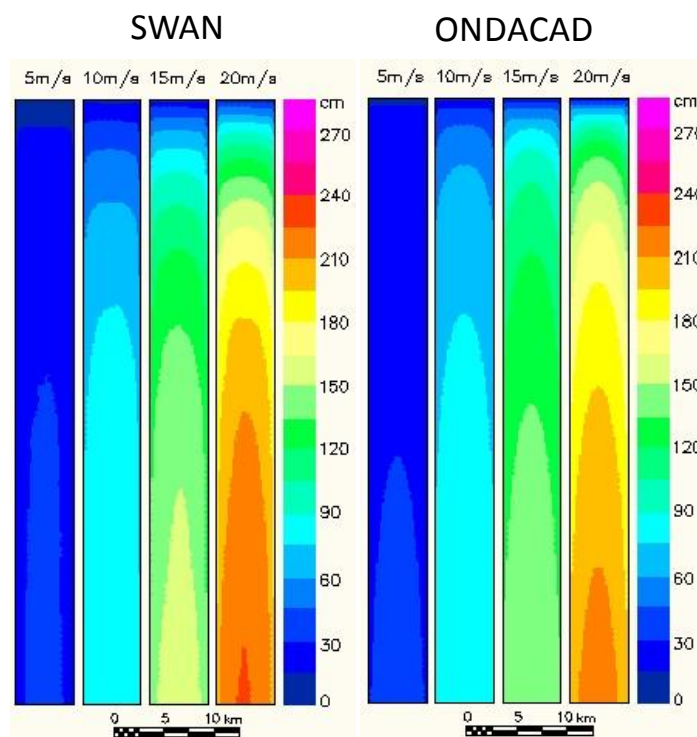


Figura 108 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o prisma equivalente à Lagoa Mangueira

A Figura 109 e a Figura 110 ilustram a validação para o prisma equivalente ao lago Michigan. A Figura 109 ilustra a correlação entre alturas de onda dos modelos *SWAN* e *ONDACAD* e a Figura 110 compara os campos de onda.

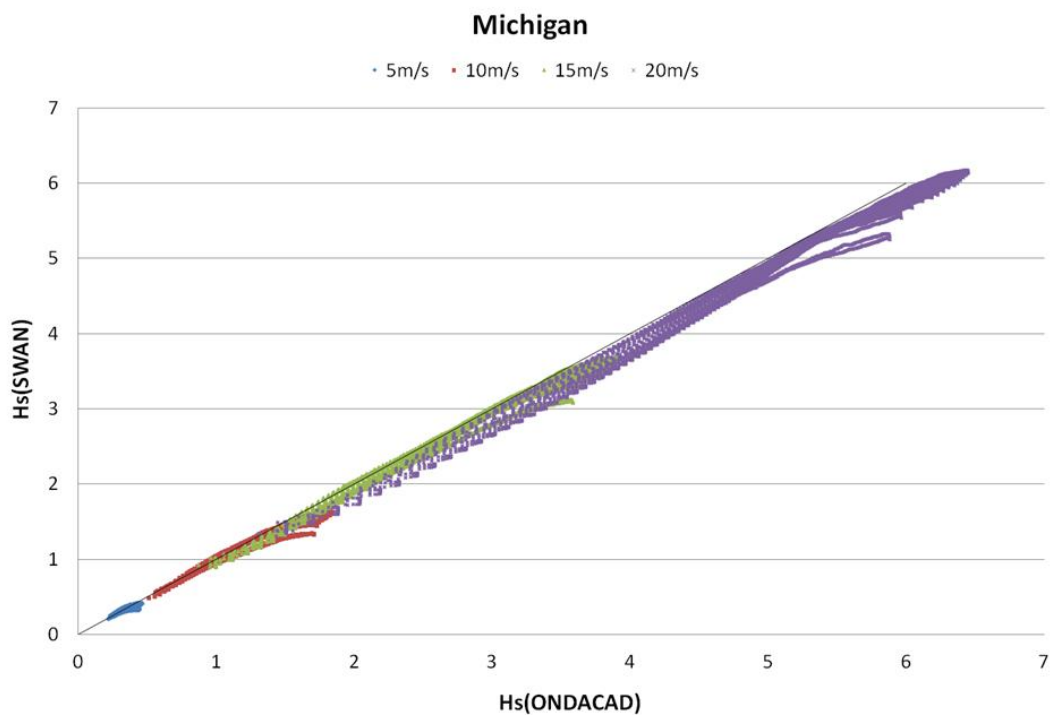


Figura 109 - Correlação das alturas de onda dos modelos ONDACAD e SWAN para o prisma equivalente ao lago Michigan, para ventos de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1}

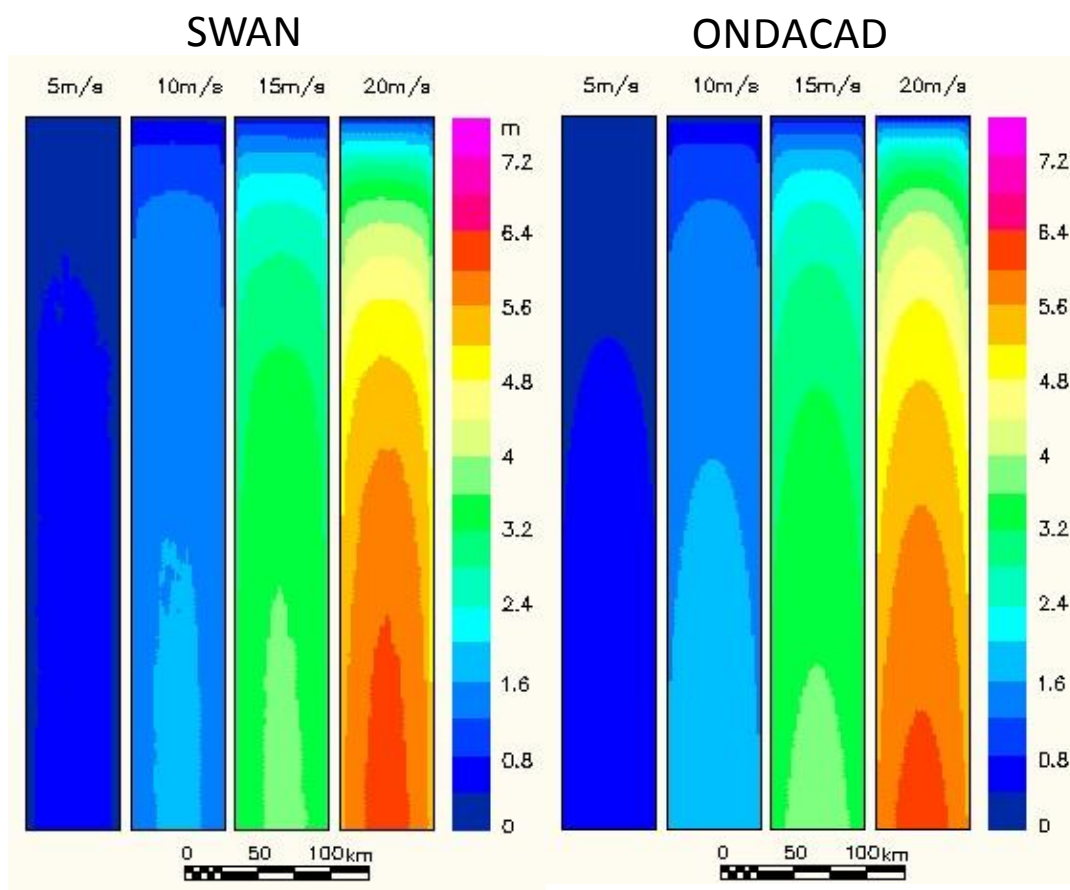


Figura 110 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o prisma equivalente do lago Michigan

5.1.9.2 Validação para os corpos d'água dendríticos

Na Figura 111 até a Figura 114 se comparam os campos de ondas dos modelos *ONDACAD* e *SWAN* para o reservatório de Salto Caxias, forçado com ventos de 5 ms^{-1} a 20 ms^{-1} .

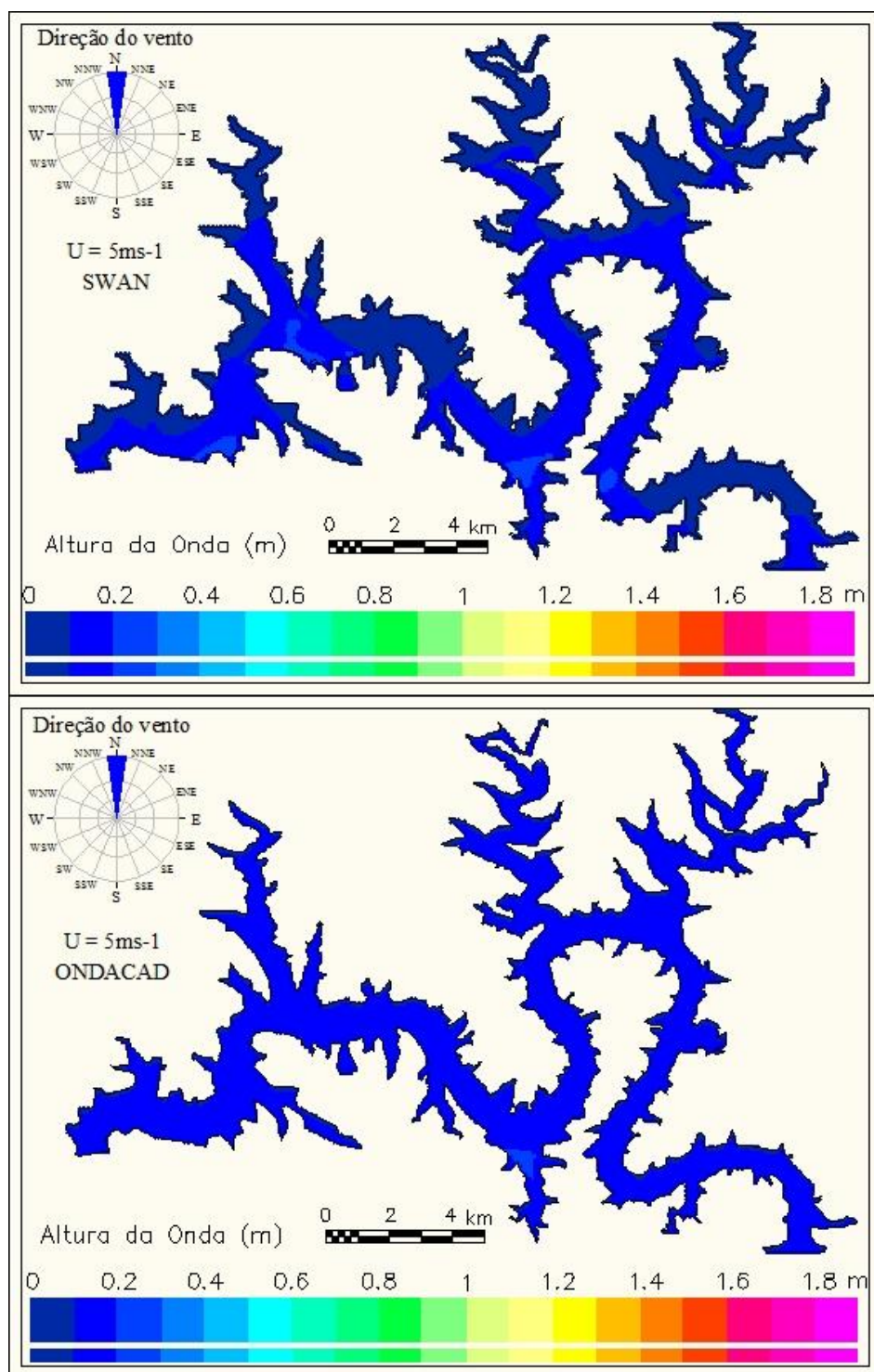


Figura 111 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Salto Caxias, forçado com vento de 5 ms^{-1}

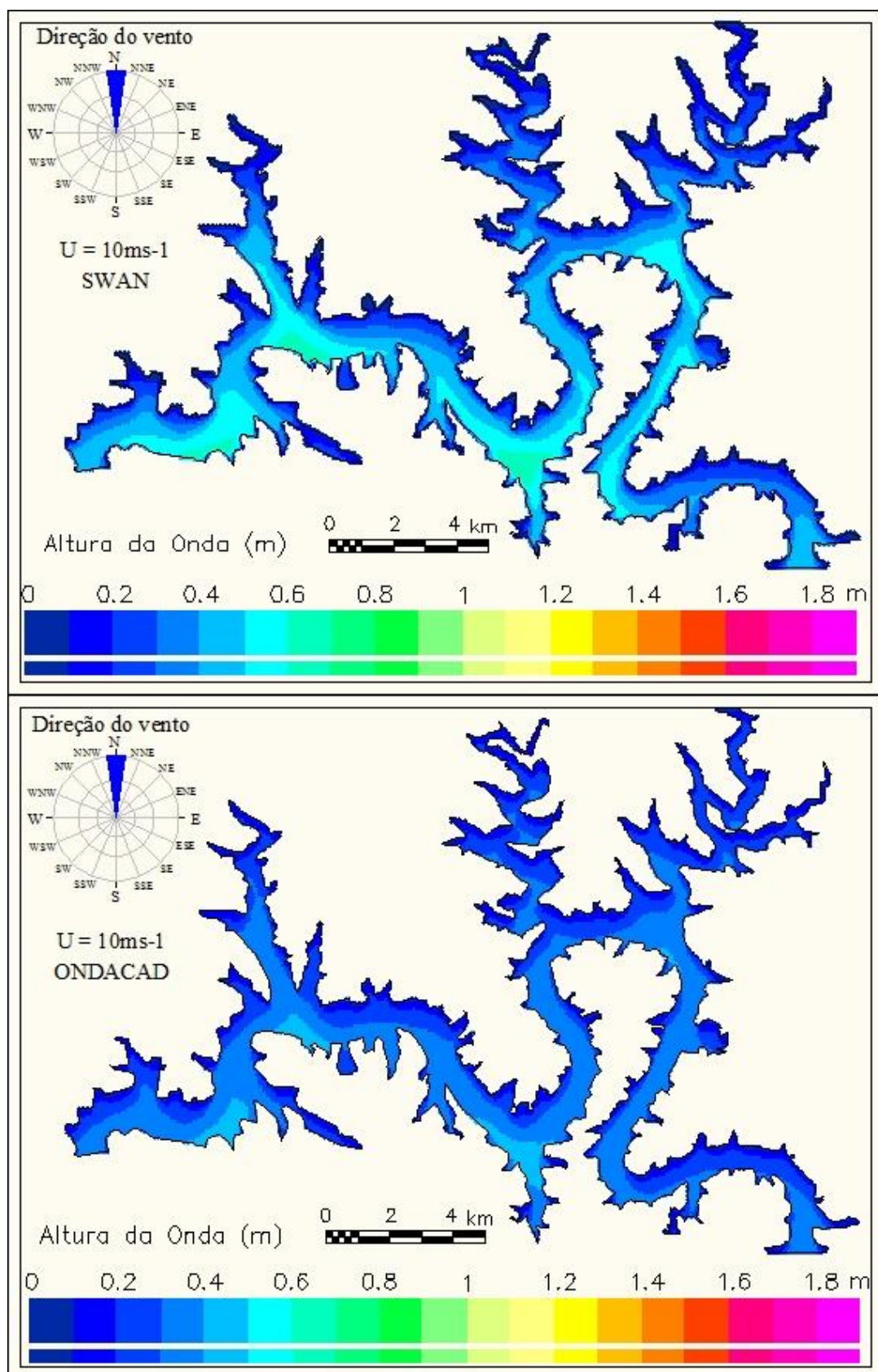


Figura 112 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Salto Caxias, forçado com vento de 10 ms^{-1}

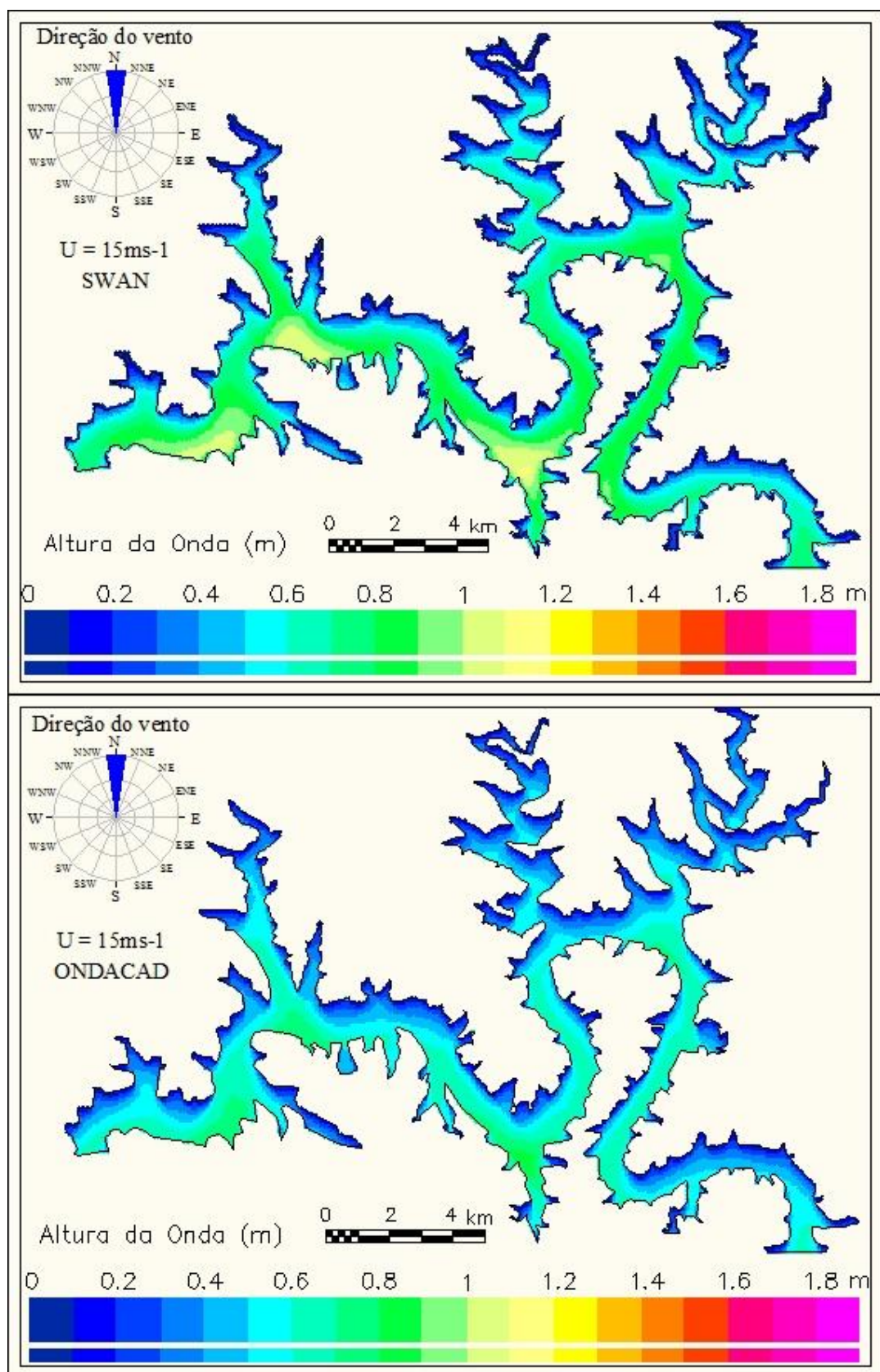


Figura 113 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Salto Caxias, forçado com vento de 15 ms^{-1}

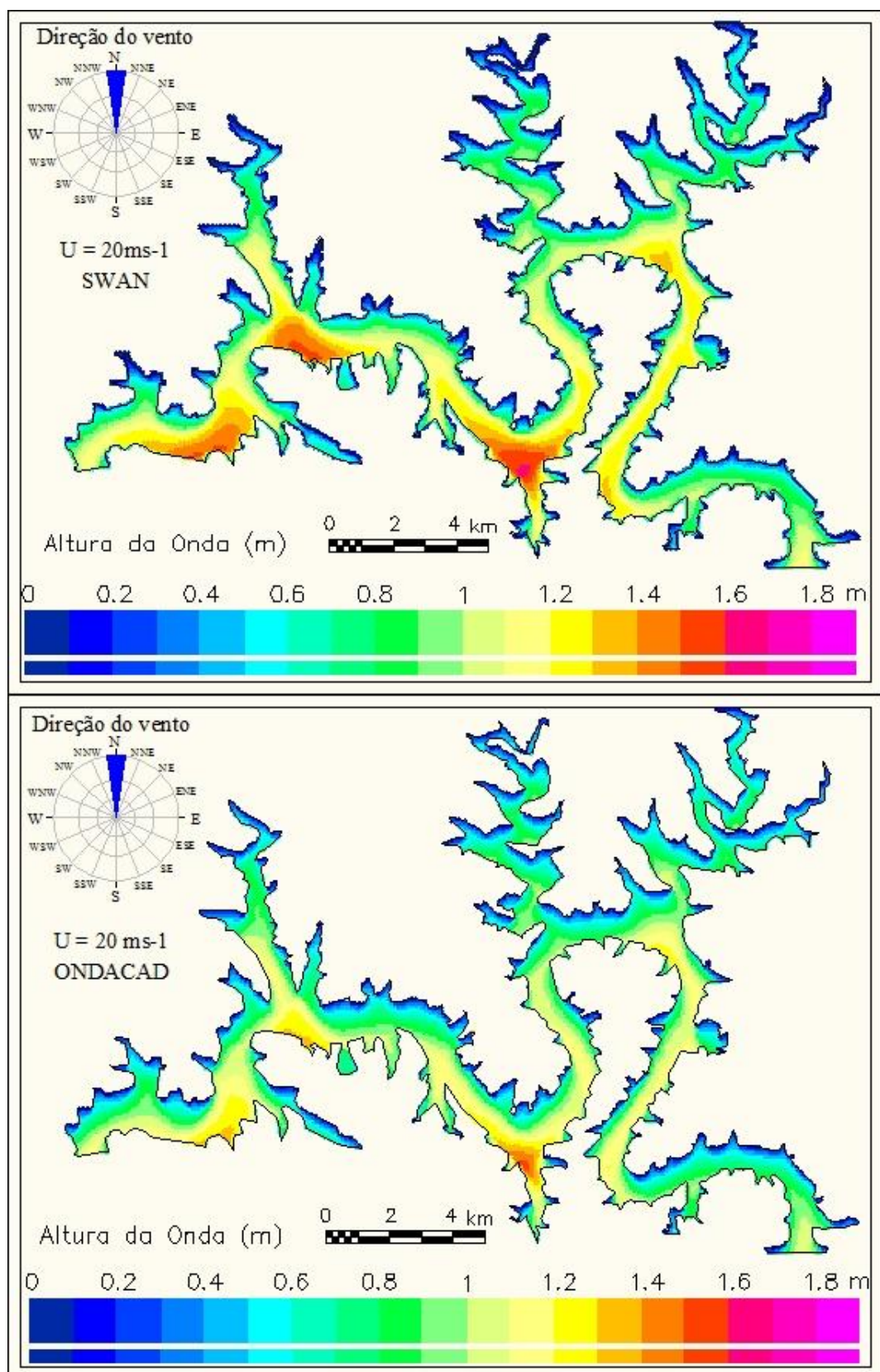


Figura 114 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Salto Caxias, forçado com vento de 20 ms^{-1}

A validação do modelo empírico para o reservatório de Salto Caxias indica que os campos de onda resultantes dos modelos *ONDACAD* e *SWAN* são semelhantes em relação à localização das maiores ondas e suas magnitudes.

A Figura 115 compara os campos de ondas dos modelos *ONDACAD* e *SWAN* para o reservatório de Jurumirim.

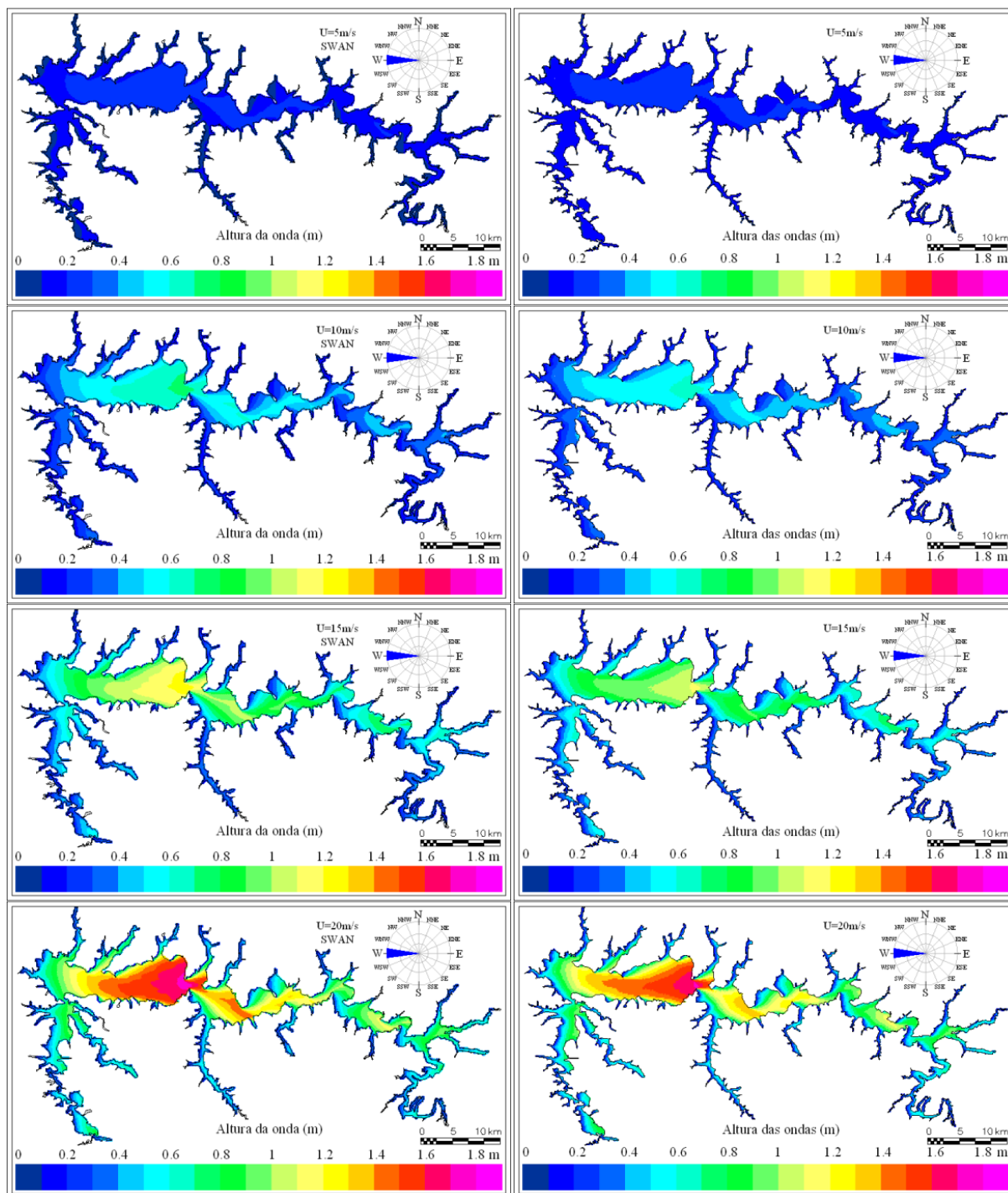


Figura 115 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Jurumirim, forçado com ventos de 5 ms^{-1} a 20 ms^{-1}

A Figura 116 compara os campos de ondas dos modelos *ONDACAD* e *SWAN* para o reservatório de Itaipu, forçado com ventos de 5 ms^{-1} e 10 ms^{-1} .

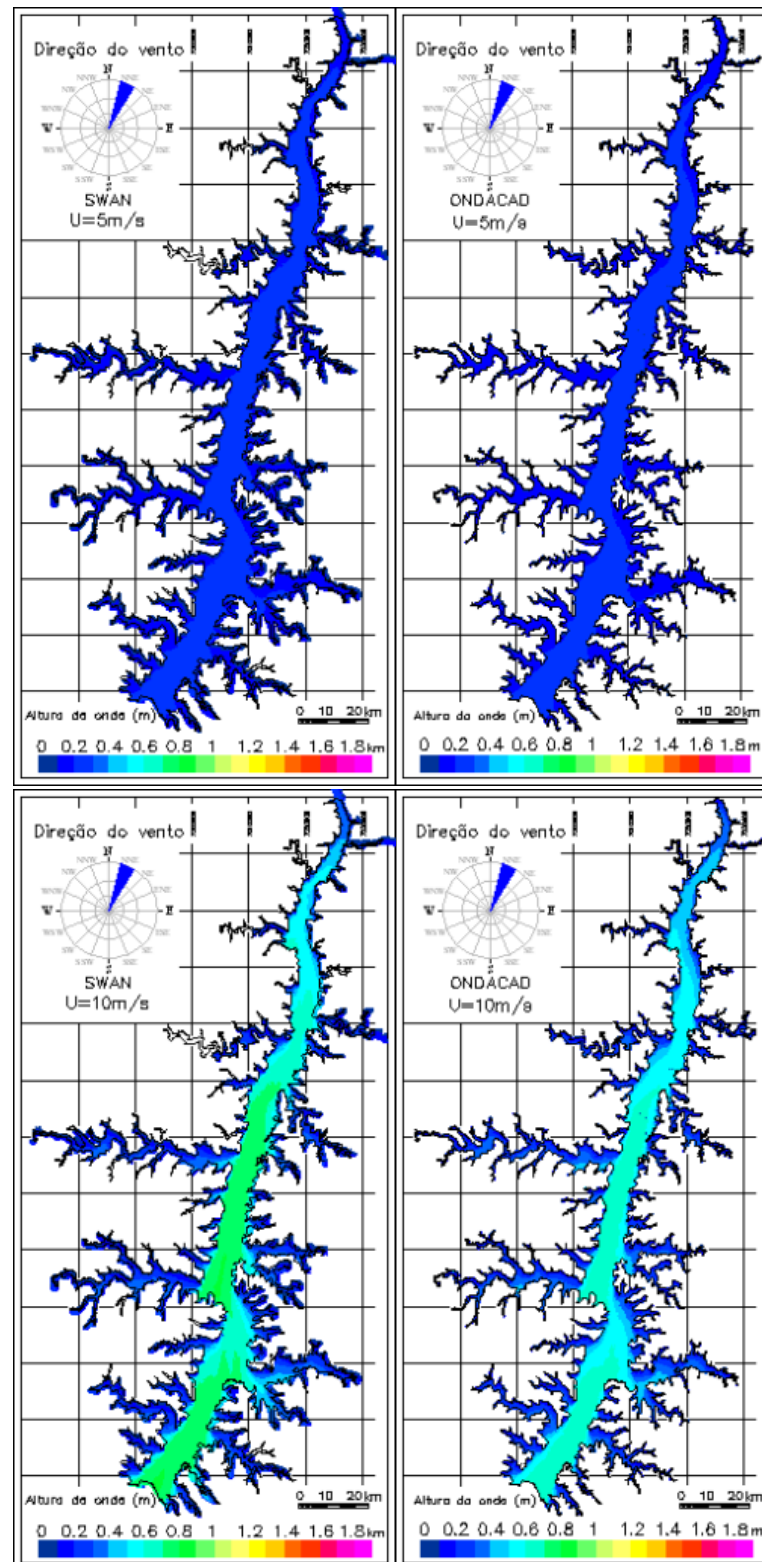


Figura 116 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Itaipu, forçado com ventos de 5 ms^{-1} e 10 ms^{-1}

A Figura 117 compara os campos de ondas dos modelos *ONDACAD* e *SWAN* para o reservatório de Itaipu, forçado com ventos de 15 ms^{-1} e 20 ms^{-1} .

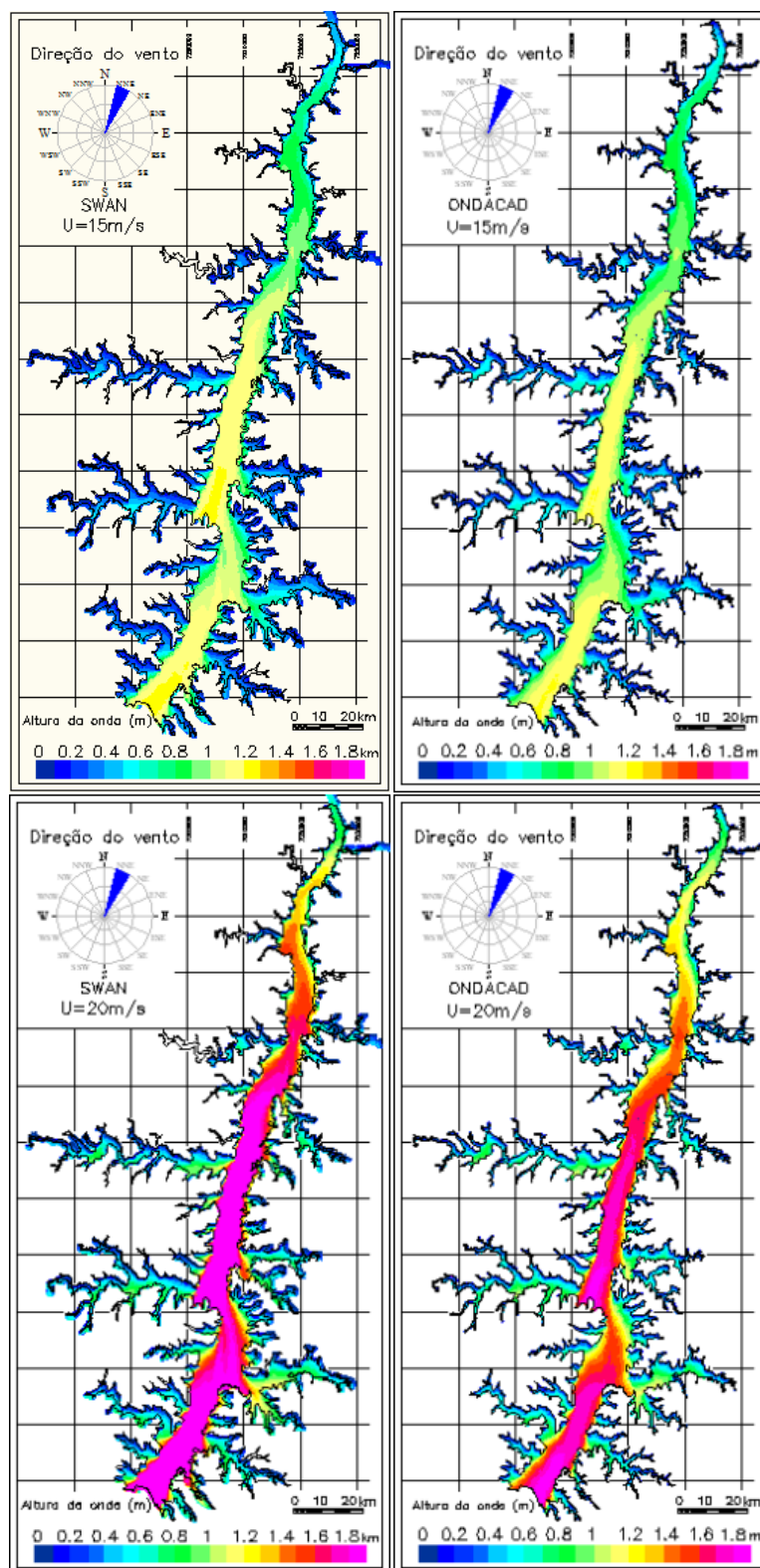


Figura 117 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o reservatório de Itaipu, forçado com ventos de 15 ms^{-1} e 20 ms^{-1}

A Figura 117 compara os campos de ondas dos modelos *ONDACAD* e *SWAN* para o lago Superior, forçado com ventos de 5 ms^{-1} a 20 ms^{-1} .

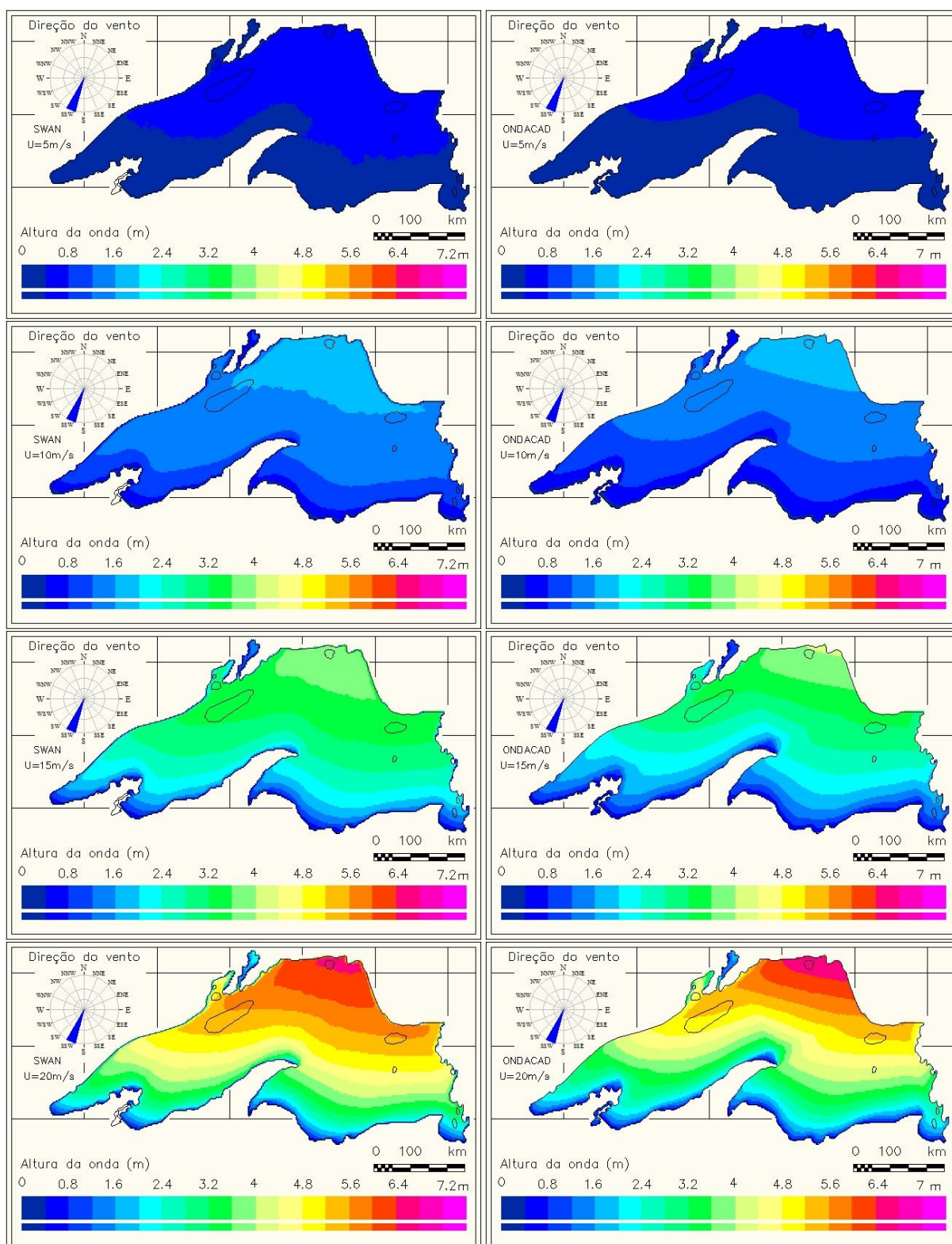


Figura 118 - Campo de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD para o lago Superior, forçado com ventos de 5 ms^{-1} a 20 ms^{-1}

A Figura 119 compara os campos de ondas do *ONDACAD* e do *SWAN* para o Lago Superior, forçado com ventos de 5 ms^{-1} a 20 ms^{-1} , com a simulação de ilhas no *ONDACAD*.

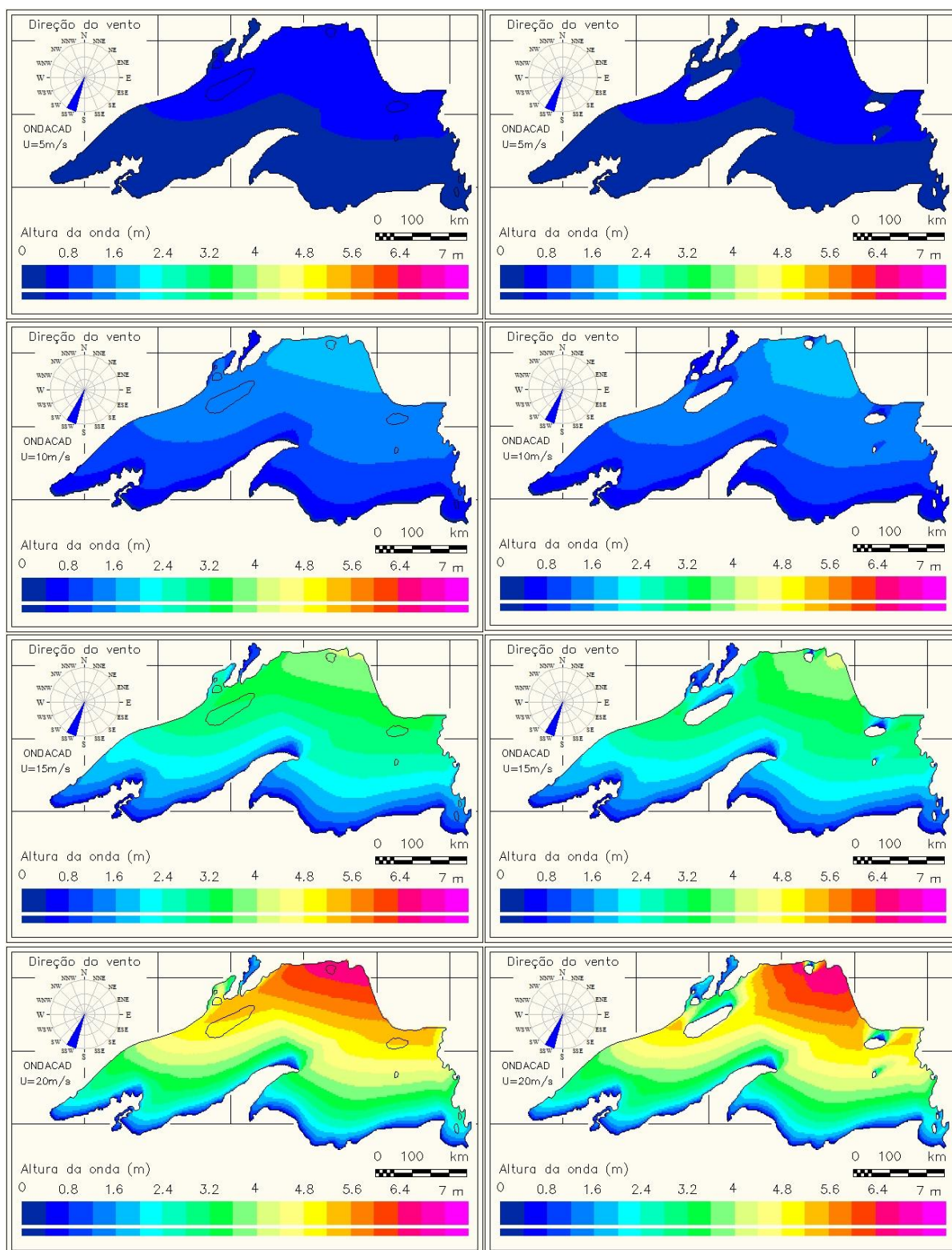


Figura 119 - Campo de ondas resultantes dos modelos *SWAN* e *ONDACAD* para o lago Superior, forçado com ventos de 5 ms^{-1} a 20 ms^{-1} , considerando o efeito das ilhas no modelo *ONDACAD*

5.1.9.3 Comparação das alturas máximas de ondas resultantes dos modelos SWAN e ONDACAD

A quantificação da comparação das ondas geradas pelos modelos *SWAN* e *ONDACAD* foi realizada por meio da análise das ondas máximas para diferentes corpos d'água e velocidades do vento, cujos resultados estão resumidos na Tabela 23.

Tabela 23 - Alturas máximas de onda (m)

U(m/s)		5		10		15		20	
Local		SWAN	ONDACAD	SWAN	ONDACAD	SWAN	ONDACAD	SWAN	ONDACAD
Prisma	Vossoroca	0,17	0,18	0,27	0,25	0,46	0,43	0,57	0,54
	Molinos	0,23	0,19	0,48	0,44	0,84	0,79	1,23	1,17
	Mangueira	0,41	0,39	0,88	0,86	1,57	1,49	2,12	2,07
	Michigan	0,78	0,75	1,82	1,86	3,78	3,75	5,92	5,88
Denndrítico	Jurumirim	0,28	0,29	0,73	0,65	1,27	1,22	1,76	1,75
	Itaipu	0,29	0,27	0,82	0,72	1,23	1,18	1,93	1,86
	Superior	0,76	0,74	1,92	1,89	3,97	4,03	6,46	6,52
	Salto Caxias	0,25	0,23	0,64	0,53	1,12	0,9	1,63	1,49

A Tabela 24 mostra os desvios percentuais das ondas máximas do modelo *ONDACAD* em relação ao modelo *SWAN*, que foram estimados com a aplicação da seguinte equação aos dados da Tabela 23:

$$Desvio = \left| \frac{H_{máxSWAN} - H_{máxONDACAD}}{H_{máxSWAN}} \right| 100 \quad [123]$$

Tabela 24 - Desvios percentuais máximos entre os modelos SWAN e ONDACAD

Local		Fmáx (Km)	5	10	15	20
Prisma	Vossoroca	1,03	5,9	7,4	6,5	5,3
	Molinos	4,21	17,4	8,3	6,0	4,9
	Mangueira	15,32	4,9	2,3	5,1	2,4
	Michigan	152,28	3,8	2,2	0,8	0,7
Denndrítico	Jurumirim	9,3	3,6	11,0	3,9	0,6
	Itaipu	12,9	6,9	12,2	4,1	3,6
	Superior	253	2,6	1,6	1,5	0,9
	Salto Caxias	3,31	8,0	17,2	19,6	8,6

De forma geral as diferenças entre as alturas de onda máxima produzida pelos modelos *ONDACAD* e *SWAN* foram menores do que 10%, sendo que o modelo *ONDACAD* tende a subestimar as alturas de onda. A validação do método foi considerada satisfatória considerando a diferença máxima de 10% entre a altura das maiores ondas.

A Figura 120 ilustra a variação dos desvios de altura de onda em função do *fetch* máximo do corpo d'água. Os corpos d'água menores apresentam os maiores desvios em termos relativos. Todavia, como as alturas de onda são pequenas nos corpos d'água menores, então os desvios são de pequena magnitude em termos absolutos. O efeito da intensidade do vento sobre os desvios de altura de onda pode ser interpretado de maneira análoga ao do tamanho do corpo d'água. As velocidades de vento mais baixas produzem os maiores desvios percentuais de altura de onda, cuja magnitude é pouco significativa em termos absolutos.

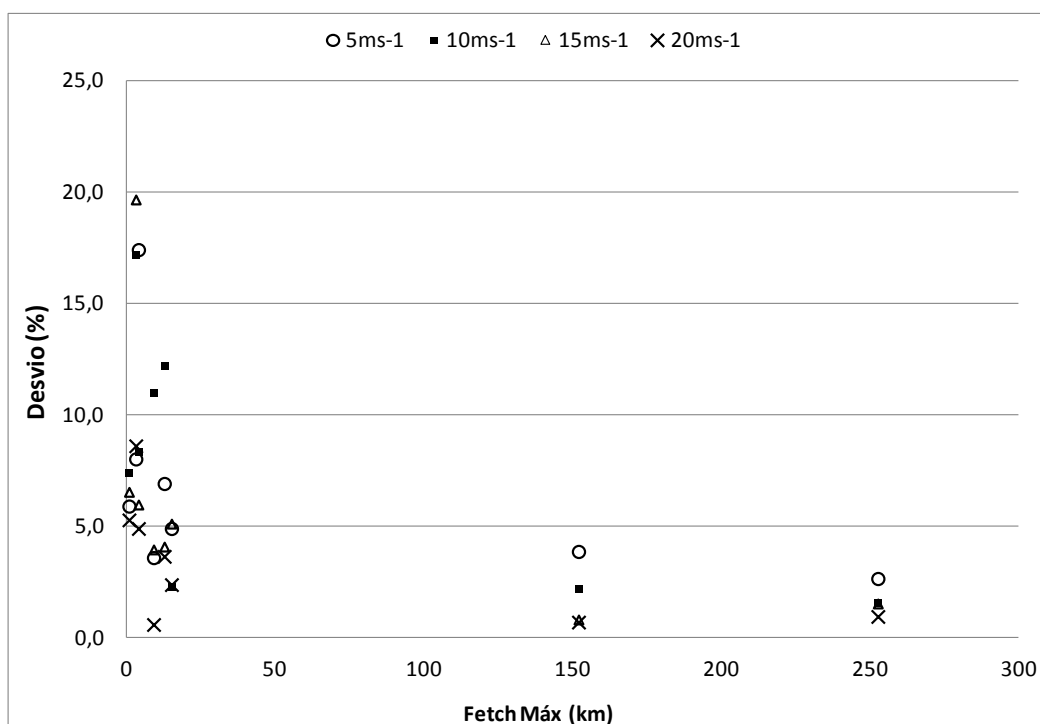


Figura 120 - Desvio das alturas máximas das ondas em função do *fetch* máximo e da velocidade do vento

5.2 ANÁLISE DAS EQUAÇÕES PARAMÉTRICAS

A quase totalidade das equações paramétricas é baseada na condição de campo de ondas limitado pelo *fetch*. Outro aspecto comum a muitas dessas equações refere-se à relação exponencial entre os termos adimensionais de altura de ondas (H^*) em função do *fetch* (F^*). Além disso, todas essas equações são ajustadas com coeficientes constantes, isto é, não dependem da velocidade do vento.

Nesta seção se comparam as alturas de onda obtidas a partir da aplicação das equações com coeficientes constantes, apresentadas na revisão de literatura, com a equação paramétrica com coeficientes variáveis, introduzida neste trabalho. A equação de coeficientes variáveis,

do modelo *ONDACAD*, foi comparada a outras seis equações paramétricas. As três primeiras equações (Saville, *SMB* e *JONSWAP*) são as equações mais difundidas no meio técnico. As outras três equações resultaram do ajuste exponencial entre altura de onda e *fetch* realizado neste trabalho, sendo denominadas em acordo com o nome do corpo d'água para o qual foram realizados os estudos (Carlyle, Guaíba e Ontário).

5.2.1 Ajuste das equações paramétricas aos dados publicados dos lagos Carlyle, Guaíba e Ontário

Os estudos publicados para os lagos Carlyle, Guaíba e Ontário detalham os dados de altura de onda, vento e configuração dos corpos d'água que permitem o ajuste de uma equação paramétrica exponencial para cada um.

Neste estudo, o processo de ajuste da equação paramétrica exponencial foi precedido pelo georreferenciamento dos lagos, com base em imagens de satélite. Em seguida foi determinada a distribuição do *fetch* em cada corpo d'água e foram extraídos os valores exatos do *fetch* no ponto de localização dos ondógrafos para cada direção considerada. Para tanto foi adotado o método de Saville com amplitude de um grau entre linhas radiais.

As alturas de onda, tanto oriundas de observação, quanto por modelagem pelo modelo *SWAN*, foram representadas pelo componente adimensional da altura de onda ($H^* = gH/U^2$). Como o modelo paramétrico se baseia no *fetch*, este foi representado pelo termo ($F^* = gF/U^2$). O ajuste da equação paramétrica exponencial, $H^* = \alpha(F^*)^\beta$, consistiu na obtenção dos coeficientes α e β para cada um dos três corpos d'água.

5.2.1.1 Lago Carlyle (Illinois, EUA)

O lago Carlyle é na verdade um reservatório com 105,2 km² de superfície. A criação do reservatório deve-se à construção da barragem Carlyle, inaugurada no ano de 1967. O rio Mississippi drena uma parte importante do estado de Illinois com escoamentos orientados nas direções oeste, sudoeste e sul. Qualquer reservatório criado em qualquer dos rios principais terá seu comprimento predominante em uma destas direções. A orientação do lago artificial de Carlyle comprova esse fato.

O interesse no lago Carlyle deve-se à direção do comprimento predominante ser sudoeste e, portanto, coincidente com a direção dos ventos predominantes (Bhowmik, 1976).

Além disso, o reservatório é gerido para fins de controle de inundação, o que significa que o nível do lago varia fortemente com as estações do ano.

O trabalho de Bhowmik (1976) apresenta dados de vento, ondas geradas pelo vento, ondas geradas por embarcações e distribuição da granulometria de partículas nas margens, para definição de medidas mitigadoras aos danos gerados pelas ondas sobre as margens.

A Tabela 25 resume os dados simultâneos de vento e onda publicados por Bhowmik (1976).

Tabela 25 - Dados de vento e ondas no lago Carlyle

BHOWMIK (1976)					ONDACAD	Adimensionais	
Vel. do vento		Direção do vento		Altura onda	Fetch	gH/U^2	gF/U^2
U(mph)	U(m/s)	Naútica	trigon.	$H_{1/3}$ (m)	F(m)		
16	7,2	S	270	0,09	2200	0,017	422,031
16	7,2	S	270	0,09	2200	0,017	422,031
10	4,5	NW	135	0,13	4250,2	0,064	2087,235
16	7,2	S	270	0,1	2200	0,019	422,031
25	11,2	NW	135	0,15	4250,2	0,012	333,958
25	11,2	NW	135	0,21	4250,2	0,017	333,958
9	4,0	SW	225	0,09	5241,3	0,055	3177,722

Com base na direção vento e na localização do ponto de medição da altura das ondas foi determinado o comprimento do *fetch* para cada uma das direções pela aplicação do método de Saville (1954) com um ângulo de um grau entre radiais, conforme ilustra a Figura 121.

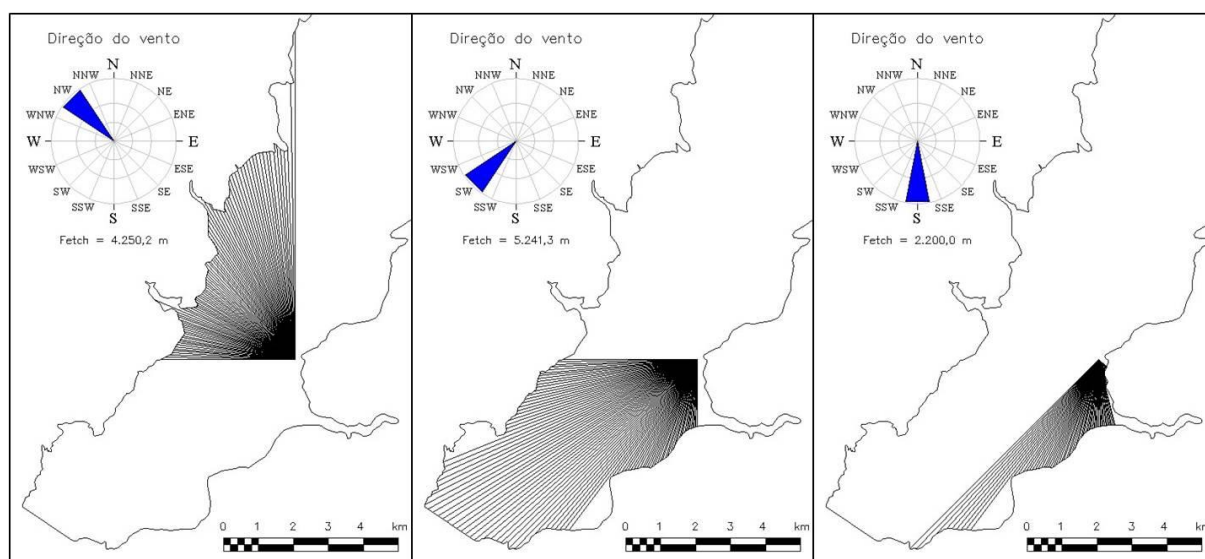


Figura 121 - Determinação do comprimento do *fetch* no lago Carlyle

A obtenção dos termos adimensionais permitiu a geração do diagrama e o ajuste da curva paramétrica $H^* = \alpha(F^*)^\beta$ ilustrados na Figura 122.

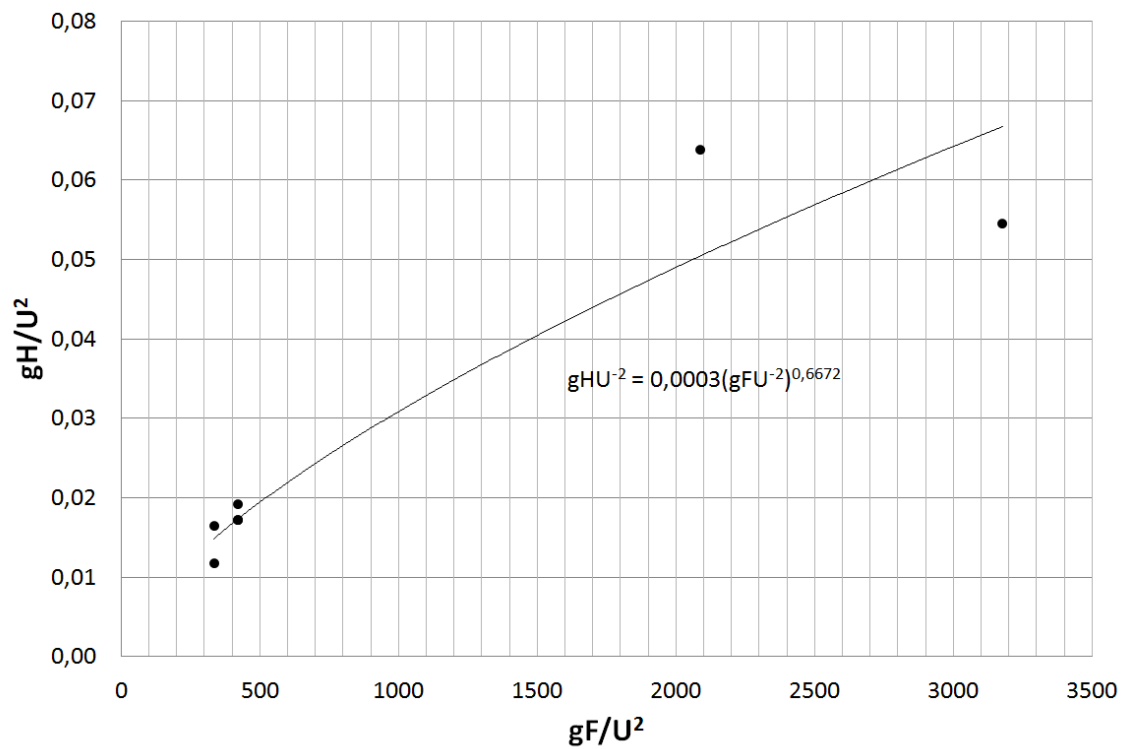


Figura 122 - Ajuste da equação paramétrica para o lago Carlyle

A Figura 123 e a Figura 124 ilustram as comparações entre as alturas de onda observadas e resultantes da equação paramétrica ajustada.

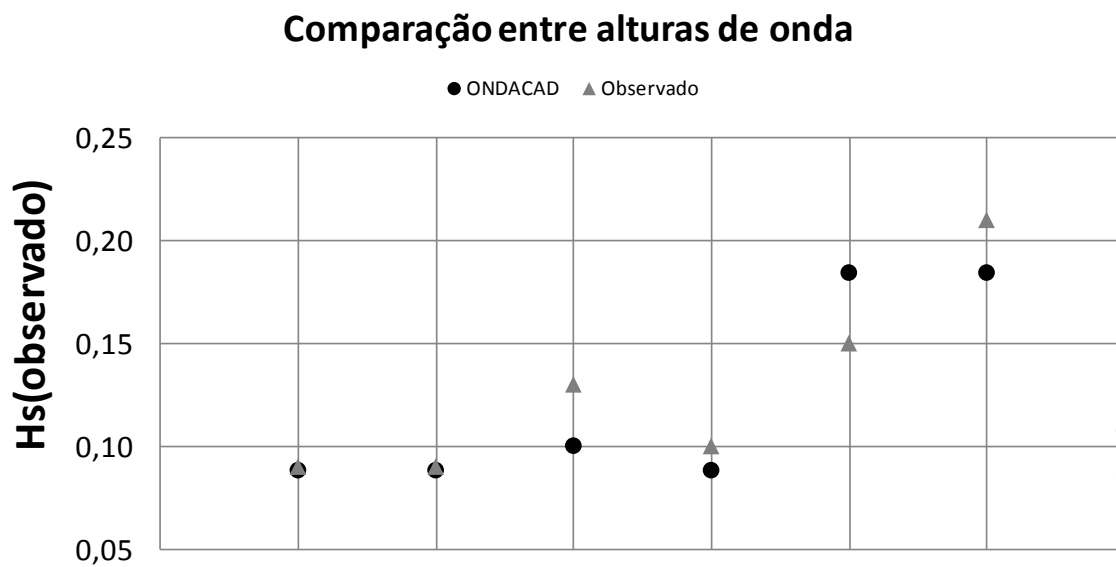


Figura 123 - Alturas de onda observadas e geradas pela equação paramétrica

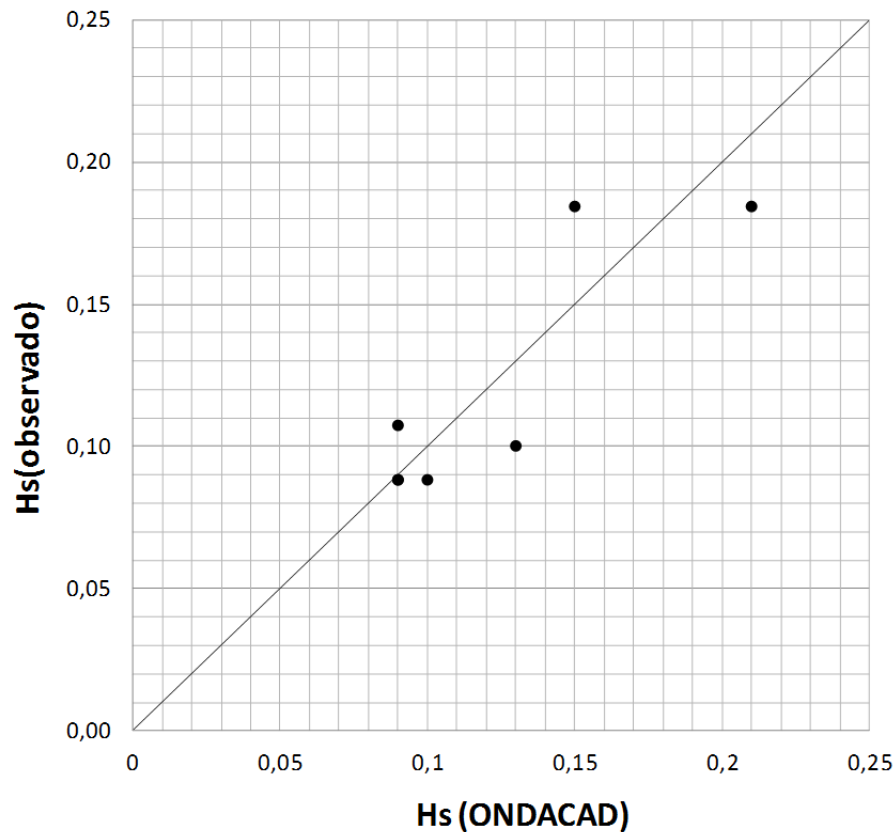


Figura 124 - Correlação entre alturas de onda observadas e geradas pela equação paramétrica

5.2.1.2 Lago Guaíba (Rio Grande do Sul)

Localizado na bacia hidrográfica do rio Guaíba, o lago Guaíba recebe o deságue de rios de oito sub-bacias, em uma área de aproximadamente 84.763,5 km², abrangendo mais de 250 municípios do estado do Rio Grande do Sul.

Nicolodi (2007) estudou o padrão de ondas progressivas geradas pela ação do vento no lago Guaíba quanto aos seus principais parâmetros: altura significativa (H_s), período (T_s), direção de propagação e suas relações com a ressuspensão de sedimentos junto ao fundo. Para tanto o modelo numérico *SWAN* foi aplicado e validado utilizando como principais parâmetros de entrada a batimetria do lago, a direção, a velocidade e frequência de incidência de ventos na região, entre os anos de 1996 e 1997, além de correntes e variações do nível d'água.

A etapa de validação dos resultados do modelo *SWAN* se deu por meio da correlação dos dados derivados do modelo com os obtidos por meio da instalação de um medidor de ondas e correntes dotado de sensores de pressão. O equipamento foi fundeado no ponto com coordenadas UTM 474233 e 6667179, próximo ao clube Jangadeiros (Figura 125).

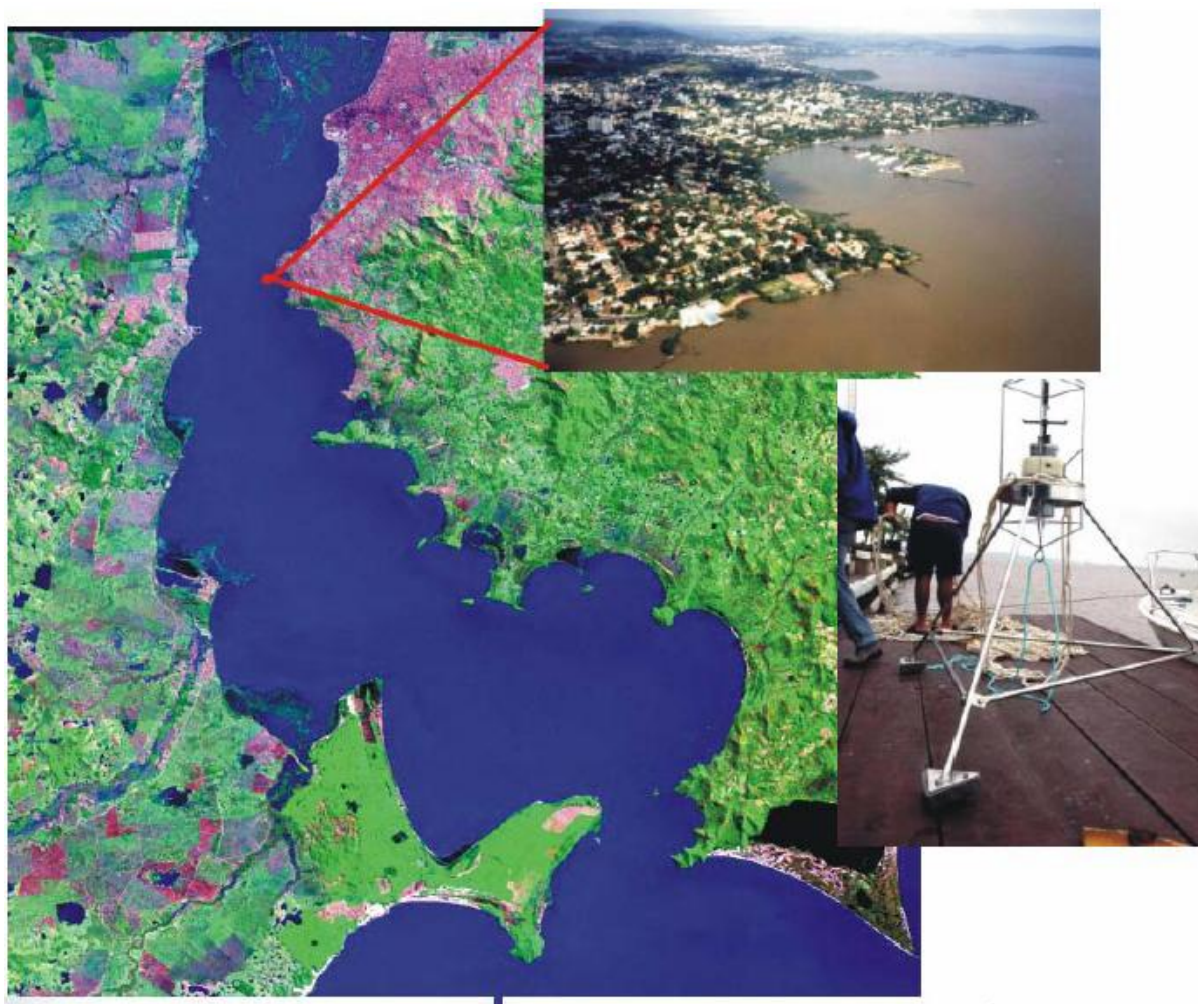


Figura 125 - Posição do fundeio do medidor de ondas e correntes no lago Guaíba
Fonte: Nicolodi (2007)

O equipamento coletou dados entre os dias 16 de junho e 02 de agosto de 2005 a uma profundidade aproximada de 3 m. Os dados de vento utilizados como forçante no modelo foram cedidos pela Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica, em medições realizadas no aeroporto Salgado Filho. Os diagramas da Figura 126 e a Tabela 26 indicam a velocidade e a direção do vento durante as campanhas de medição de ondas.

Tabela 26 - Dados de vento utilizados para validação do modelo SWAN

	03/07/2005				04/07/2005								05/07/2005				
hora	14	17	20	23	2	5	8	11	14	17	20	23	2	5	8	11	14
direção	315	315	45	315	90	90	135	90	135	90	90	45	90	90	45	0	0
intensidade (m/s)	1,1	2,1	2,1	1	4,7	5,4	3,8	2,2	2,7	2,6	3,6	5,3	6,3	4,1	3,5	2,6	2,2

Fonte: Nicolodi (2007)

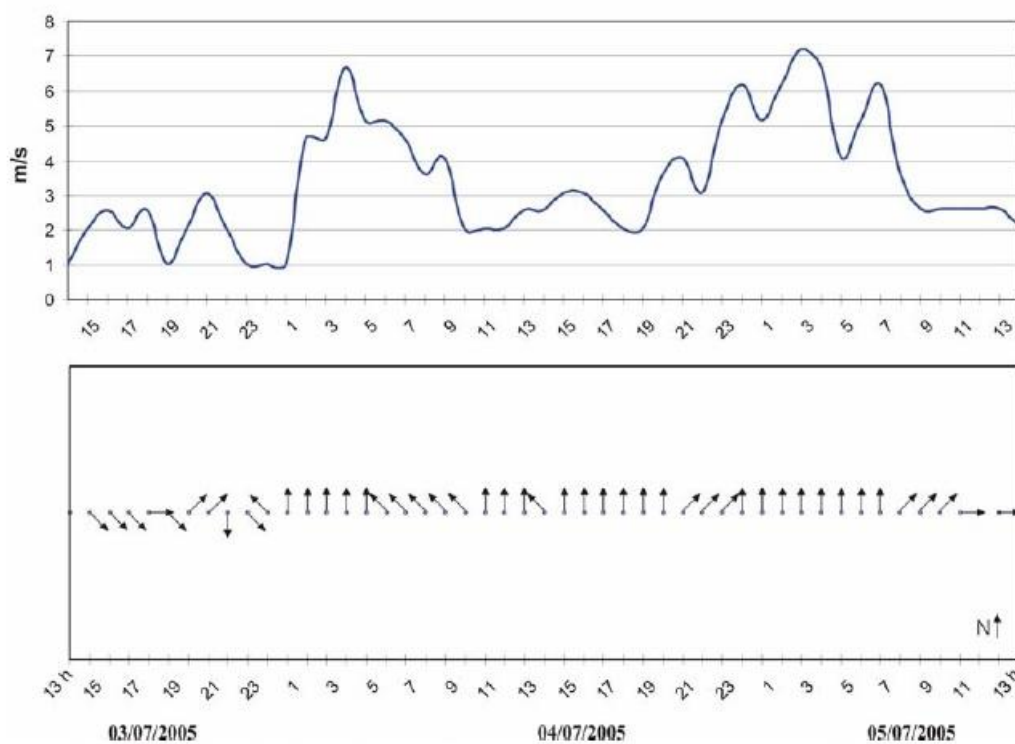


Figura 126 - Gráficos de velocidade e direção de proveniência dos ventos monitorados no aeroporto Salgado Filho entre os dias 3 e 5 de julho de 2005

Fonte: Nicolodi (2007)

Decidiu-se por descartar os dados anteriores às 23 horas do dia 03/07/2005 pela indisponibilidade de registros simultâneos de vento, altura de onda observada e altura de onda modelada pelo modelo *SWAN*. Os dados efetivamente utilizados para o ajuste da equação paramétrica estão resumidos na Tabela 27.

Tabela 27 - Dados de vento correspondentes aos períodos para os quais existem dados simultâneos de amplitude de onda observada e simulada

	03/07/2005	04/07/2005							05/07/2005				
hora	23	2	8	11	14	17	20	23	2	5	8	11	14
direção	315	90	135	90	135	90	90	45	90	90	45	0	0
intensidade (m/s)	1	4,7	3,8	2,2	2,7	2,6	3,6	5,3	6,3	4,1	3,5	2,6	2,2

Fonte: Nicolodi (2007)

Deste modo, a comparação entre os modelos *SWAN* e *ONDACAD* foi precedida pela determinação dos mapas de distribuição do *fetch* para oito direções, conforme ilustram a Figura 127 e a Figura 128. A distribuição do *fetch* foi determinada pela aplicação do método de Saville com amplitude entre linhas auxiliares de um grau.

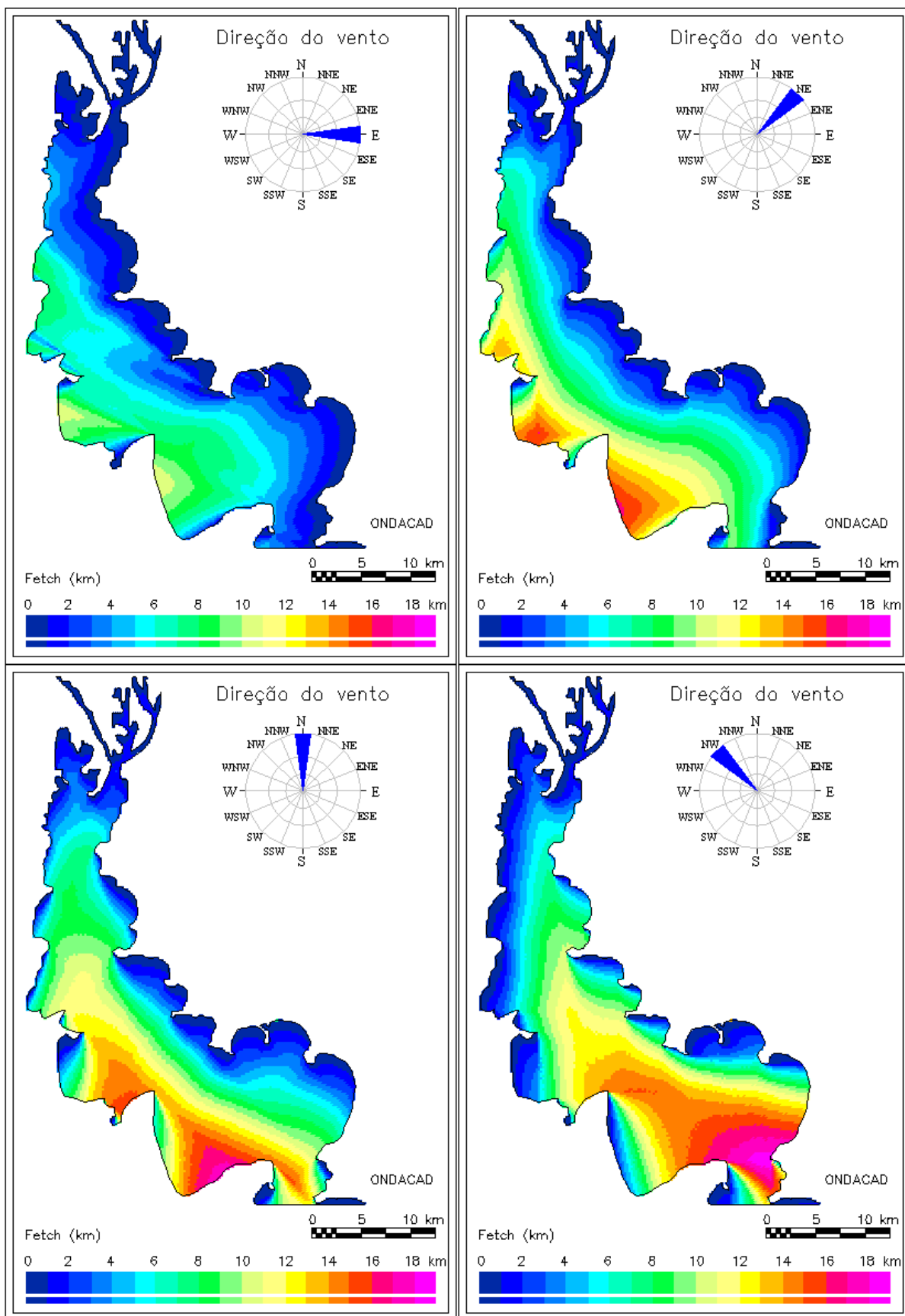


Figura 127 - Distribuição do *fetch* para o lago Guaíba para ventos E, NE, N e NW

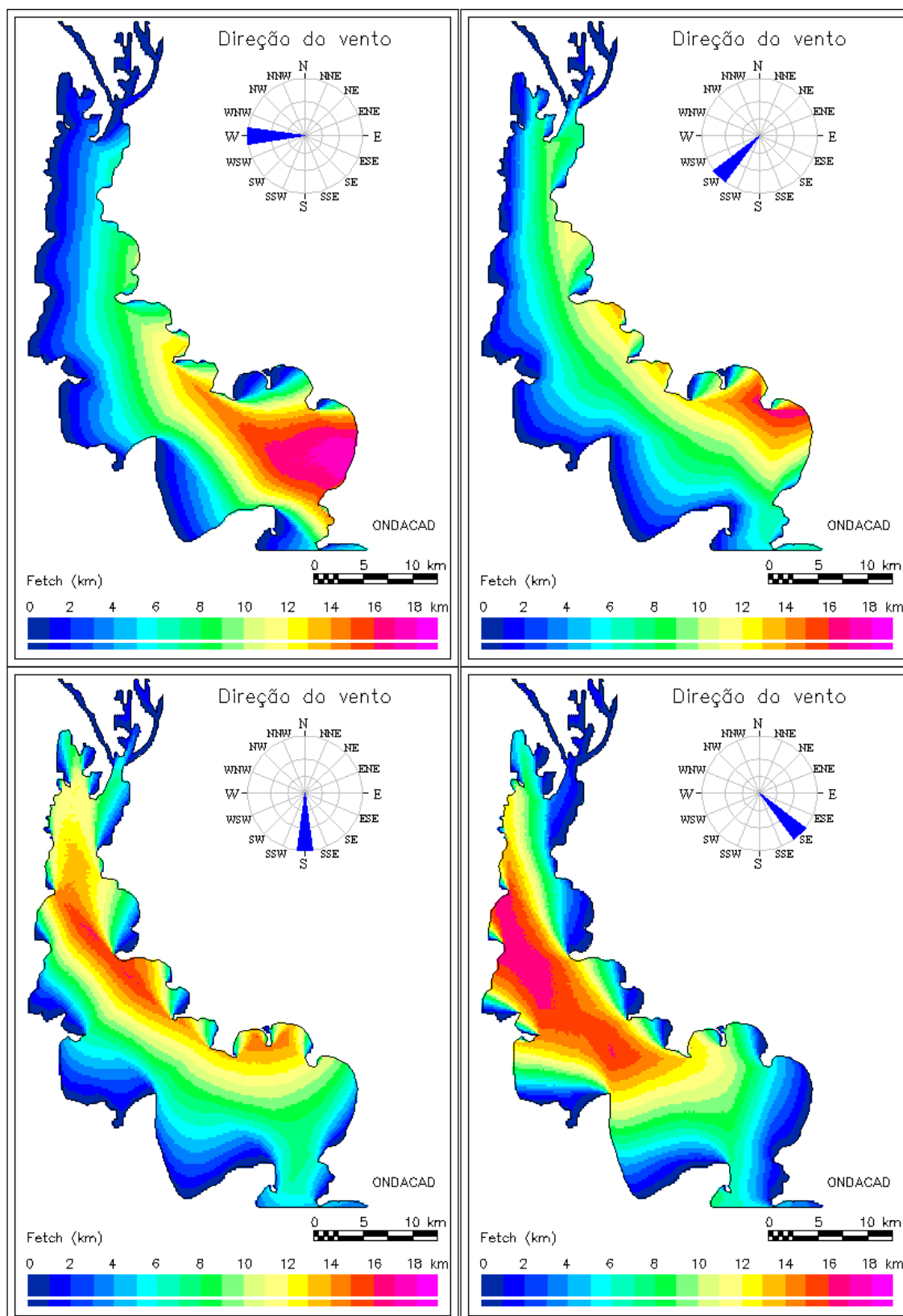


Figura 128 - Distribuição do *fetch* para o lago Guaíba para ventos W, SW, S e SE

Os maiores valores de *fetch* para cada direção estão descritos na Tabela 28.

Tabela 28 - Extensão do *fetch* no local do ondógrafo para ventos vindos das oito direções principais

Direção	E	NE	N	NW	W	SW	S	SE
Fetch (m)	1.399,7	1.004,1	5.033,63	6.823,1	5.220,0	8.828,7	11.514,7	7.111,6

O diagrama radial da extensão dos valores de *fetch* no local da estação, em função da direção do vento, é representado na Figura 129.

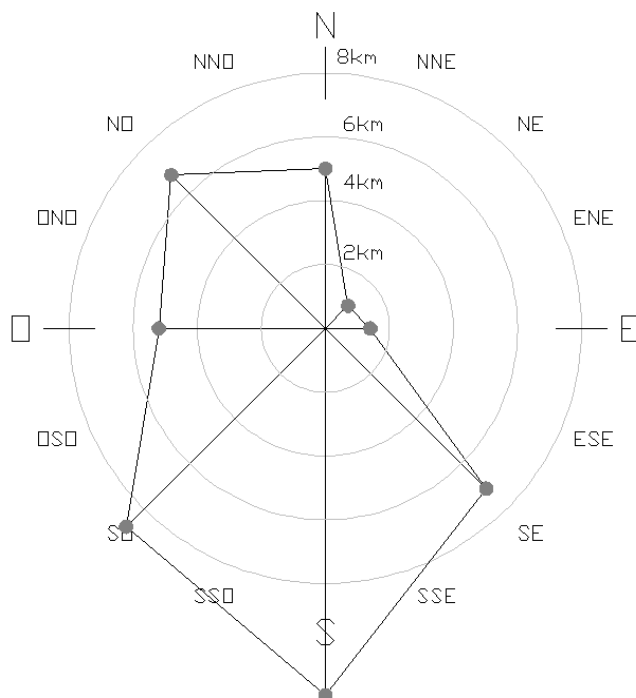


Figura 129 - Variação do *fetch* em função da direção do vento na posição do ondógrafo do lago Guaíba

A Tabela 29 resume os dados observados de vento e onda (Nicolodi, 2007) e do *fetch* produzido pelo modelo *ONDACAD* que dão origem ao diagrama da Figura 130.

Tabela 29 - Dados simultâneos de vento, onda e *fetch* no lago Guaíba

dia	03/07/2005	04/07/2005								05/07/2005				
hora	23	2	8	11	14	17	20	23		2	5	8	11	14
direção	315	90	135	90	135	90	90	45		90	90	45	0	0
intensidade (m/s)	1,03	4,7	3,8	2,17	2,7	2,6	3,6	5,3		6,3	4,1	3,5	2,6	2,2
Fetch (m)	7111,6	5033,6	6823,1	5033,6	6823,1	5033,6	5033,6	1004,1		5033,6	6033,6	1004,1	1399,7	1399,7
Hs (ondógrafo)	0,09	0,14	0,08	0,06	0,075	0,06	0,15	0,16		0,13	0,11	0,02	0,01	0,01

O ajuste da equação paramétrica aos dados da Tabela 29 produziu os coeficientes $\alpha=0,0003$ e $\beta=0,6729$ da Equação [119], obtendo-se que:

$$H^* = 0,0003 (F^*)^{0,6729} \quad [124]$$

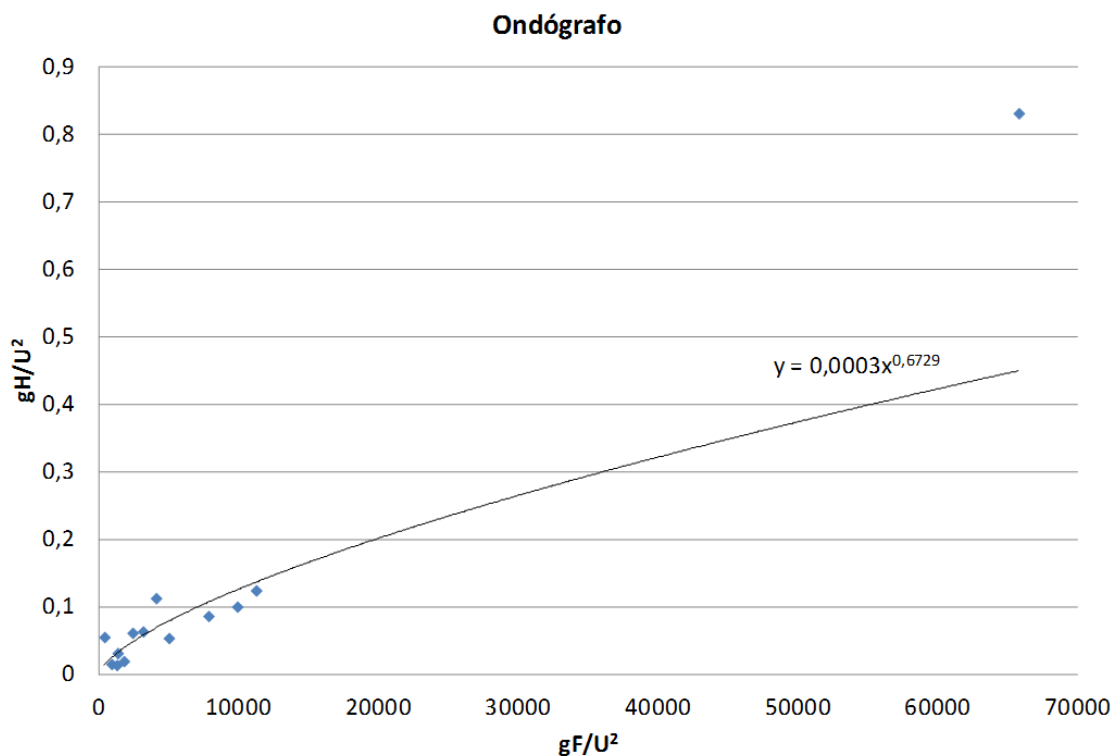


Figura 130 - Ajuste da equação paramétrica aos dados do lago Guaíba

5.2.1.3 Lago Ontário (EUA e Canadá)

O lago Ontário é um dos cinco grandes lagos da América do Norte. Limita-se ao norte com a província canadense de Ontário e ao sul com os estados americanos de Nova Iorque e Pensilvânia. As características físicas do lago são resumidas na Tabela 30.

Tabela 30 - Características físicas do lago Ontário

Altitude (m)	Superfície (km ²)	Comprimento Máximo (km)	Largura máxima (km)	Perímetro (km)	Profundidade Média (m)	Profundidade Máxima (m)	Volume (km ³)
75	18529	311	85	1146	86	244	1639

Bishop (1983) comparou as alturas de onda produzidas por três modelos de base paramétrica (Donelan, *SMB* e *JONSWAP*) com o uso de dados simultâneos de ondas e ventos levantados em uma campanha no ano de 1972. Os dados de onda foram obtidos por boias do tipo *Waverider* e os dados meteorológicos obtidos por boias meteorológicas. As boias ondográficas, apesar de operarem de modo independente, foram instaladas próximas das boias meteorológicas. Todas as boias foram instaladas em condições de águas profundas. A Figura 131 ilustra a localização das bóias para medições de ondas no lago Ontário.

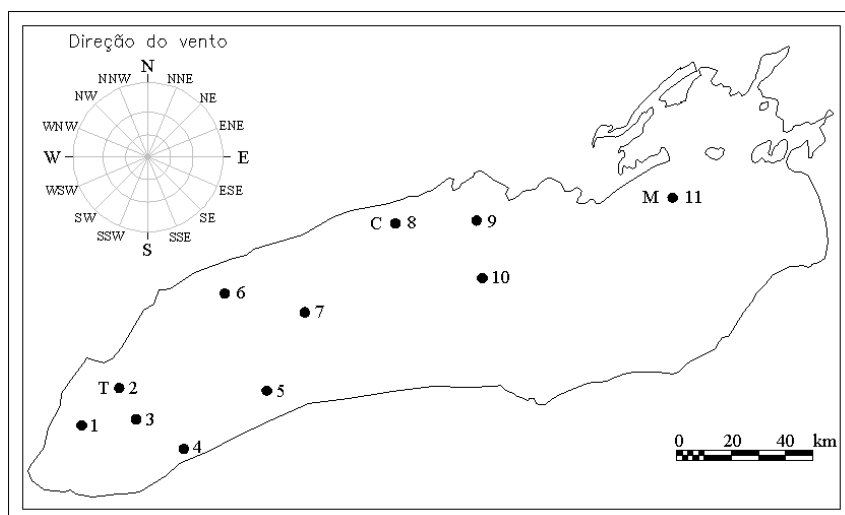


Figura 131 - Localização das bóias para medição de ondas no lago Ontário

De todas as estações mencionadas pelo trabalho, Bishop (1983) publicou somente os dados referentes à estação próxima à cidade de Toronto (Estação 2), cuja localização está descrita na Tabela 31 e cujos dados simultâneos de vento e amplitude de onda foram reproduzidos na Tabela 32

Tabela 31 - Coordenadas do ondógrafo da Estação 2

Número da estação	Latitude	Longitude	Período de operação
2	43°30'53"N	79°19'01"W	6/04 a 11/12/1972

Tabela 32 - Dados simultâneos de vento e onda no lago Ontário para a Estação 2

Mês/dia/hora	U(m/s)	Dir (trigonom.)	Hs (m)	Ts (s)
4/22/8	13,7	322,0	1,416	4,88
4/22/9	13,6	319,0	1,254	5,23
4/22/10	13,6	318,0	1,692	5,59
4/22/11	13,6	316,0	1,83	5,94
4/22/12	13,6	316,0	1,938	6,13
4/22/13	13,7	317,0	2,046	6,31
4/22/14	13,7	314,0	2,154	6,5
4/22/15	13,6	314,0	2,115	6,61
média	13,6	317,0	1,839	5,9
4/22/19	12,2	328,0	2,028	6,61
4/22/20	11,8	329,0	2,007	6,5
4/22/21	11,3	331,0	1,878	6,61
média	11,8	329,0	1,968	6,57
4/25/5	8,2	93,0	0,552	3,18

Como critério de seleção dos intervalos, Bishop (1983) condicionou os campos de vento a possuir duração grande o suficiente de modo a não limitar o crescimento da onda. Portanto, os resultados referem-se a campos de onda limitados pelo *fetch*.

Usou-se o modelo *ONDACAD* (Método de Saville) para produzir o *fetch* para cada direção de vento, com amplitude de um grau entre linhas radiais. A Tabela 33 lista os dados de vento (U), *fetch*, altura (H_s) e duração da onda (T_s), além dos adimensionais do *fetch* ($F^*=gF/U^2$) e da altura de onda ($H^*=gH/U^2$).

Tabela 33 - Dados observados e relações adimensionais de ondas e *fetch* para a Estação 2

Mês/dia/hora	U(m/s)	fetch(m)	Hs (m)	Ts (s)	gF/U^2	gH/U^2
4/22/8	13,677	52451	1,416	4,88	2750,7	0,0743
4/22/9	13,638	47264	1,254	5,23	2492,9	0,0661
4/22/10	13,638	45651	1,692	5,59	2407,8	0,0892
4/22/11	13,59	42738	1,83	5,94	2270,1	0,0972
4/22/12	13,608	42738	1,938	6,13	2264,1	0,1027
4/22/13	13,659	44122	2,046	6,31	2320,0	0,1076
4/22/14	13,686	40915	2,154	6,5	2142,9	0,1128
4/22/15	13,578	40915	2,115	6,61	2177,1	0,1125
média	13,638	44122	1,839	5,9	2327,1	0,0970
4/22/19	12,201	64700	2,028	6,61	4263,7	0,1336
4/22/20	11,76	66948	2,007	6,5	4748,9	0,1424
4/22/21	11,325	71512	1,878	6,61	5469,8	0,1436
média	11,76	66948	1,968	6,57	4748,9	0,1396
4/25/5	8,247	20938	0,552	3,18	3020,0	0,0796

As relações entre os adimensionais de altura de onda e *fetch* estão representadas na Figura 132, bem como a equação paramétrica ajustada que produziu os coeficientes $\alpha=0,0027$ e $\beta=0,4597$, ou seja:

$$H^* = 0,0027 (F^*)^{0,4597} \quad [125]$$

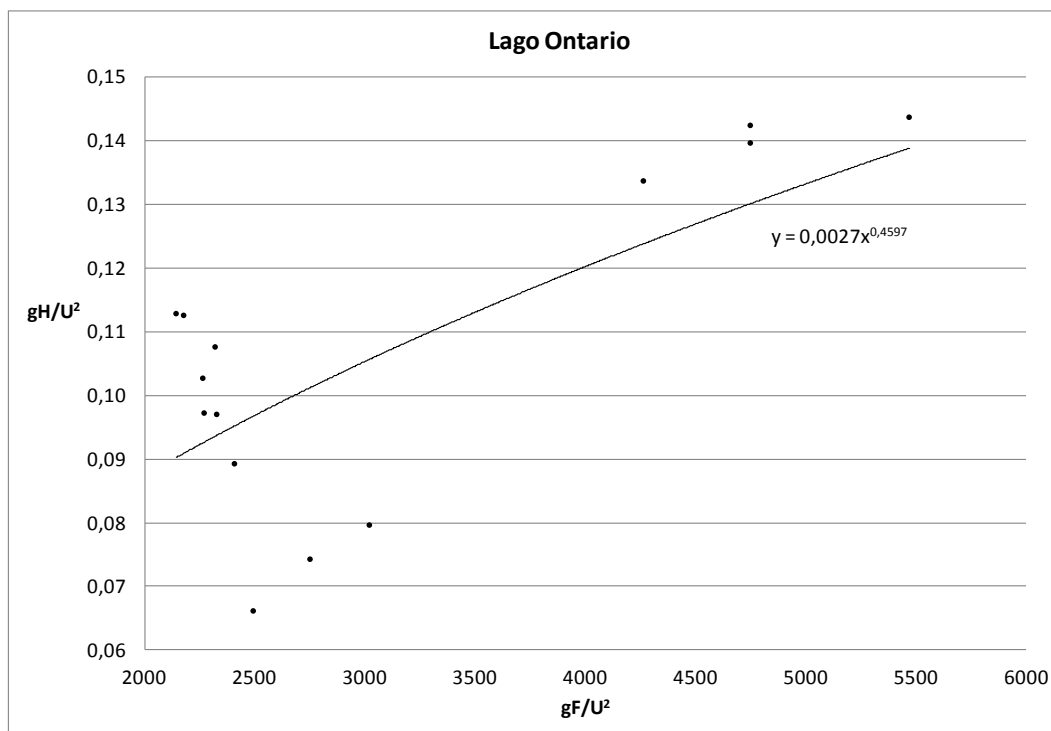


Figura 132 - Ajuste da equação paramétrica aos dados do lago Ontário

5.2.2 Comparação entre equações paramétricas

A comparação entre as equações foi realizada gerando-se uma amostra com trezentos valores de *fetch*, um a cada quilômetro, chegando-se, portanto, a um *fetch* máximo de trezentos quilômetros. Com base no valor de *fetch* e da intensidade do vento foram calculados valores de altura de onda, os quais deram origem aos adimensionais de *fetch* ($F^* = gFU^2$) e de altura de onda ($H^* = gHU^2$). A comparação foi feita com base nos diagramas gerados da Figura 133 até a Figura 137 para velocidades do vento de 5, 10, 15 e 20 ms^{-1} . A equação paramétrica obtida neste estudo foi denominada da “Modelado” nas figuras seguintes.

Para que se possa relacionar o adimensional de *fetch* à magnitude dos corpos d’água, foram traçadas linhas verticais auxiliares que representam o *fetch* adimensional para cinco corpos d’água: reservatório de Itaipu, a lagoa dos Patos e os lagos Erie, Michigan e Superior.

Na Figura 133, para ventos de 5ms^{-1} , a escala do *fetch* adimensional se estende até 120.000. Na Figura 134, para facilitar a visualização das maiores variações de altura de onda, restringiu-se o *fetch* adimensional para 40.000.

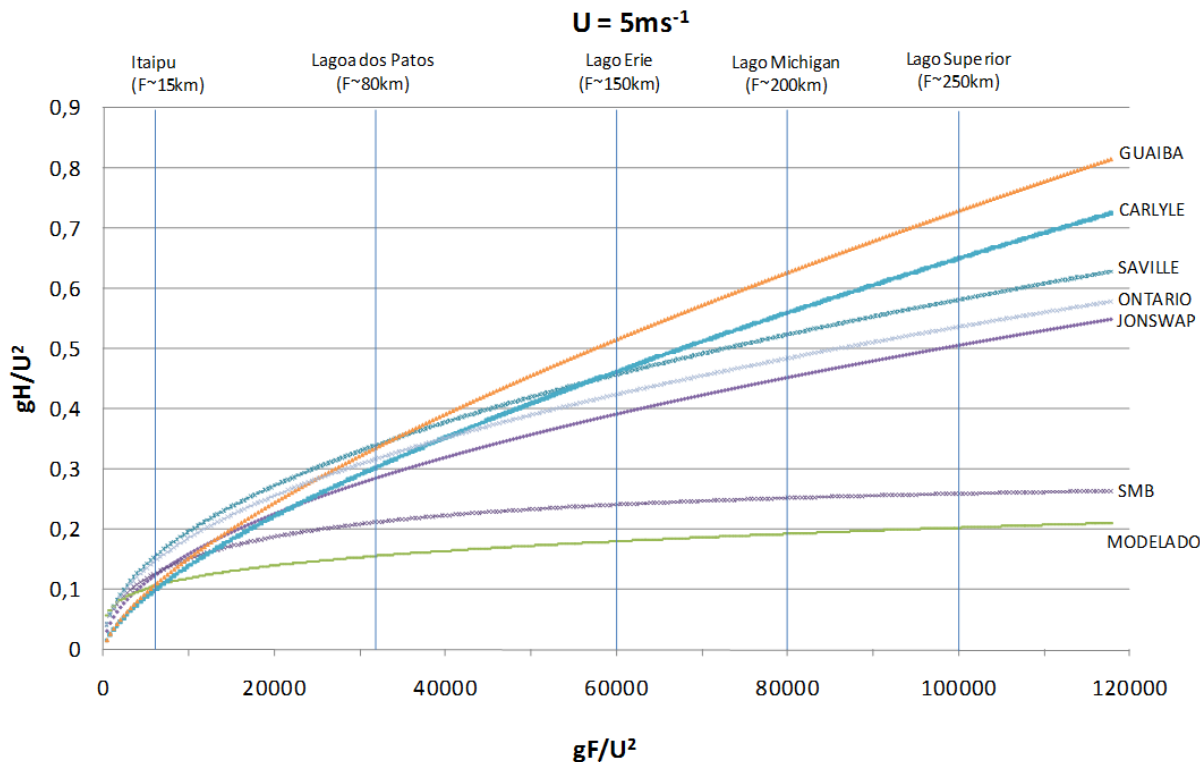


Figura 133 - Comparação das equações paramétricas para vento de 5 ms^{-1}

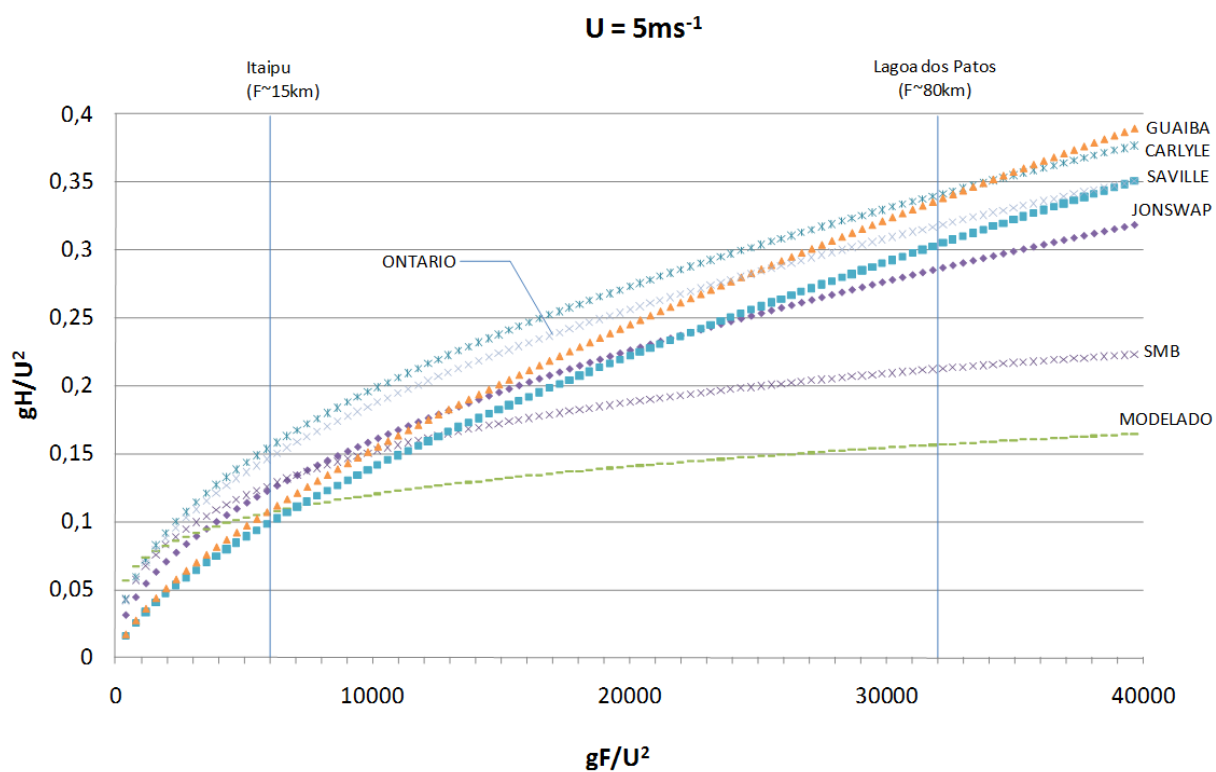


Figura 134 - Comparação das equações paramétricas para vento de 5 ms^{-1} , com *fetch* adimensional limitado a 40000

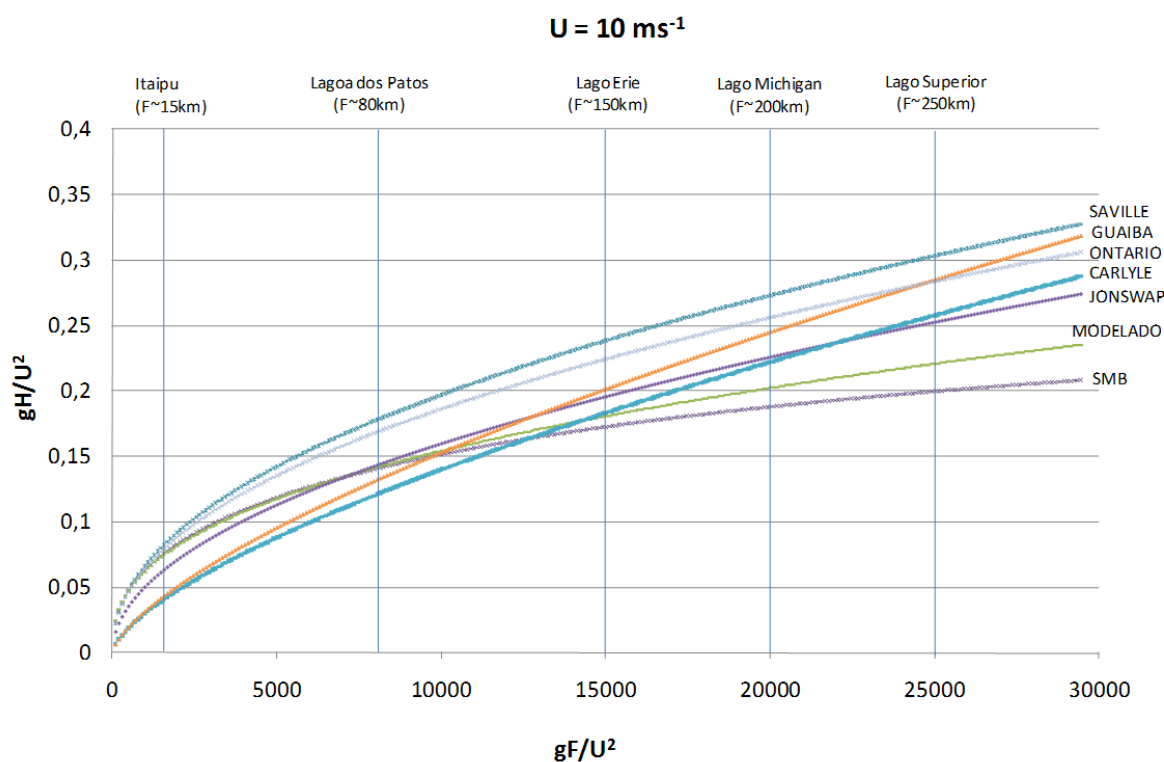


Figura 135 - Comparação das equações paramétricas para vento de 10 ms^{-1}

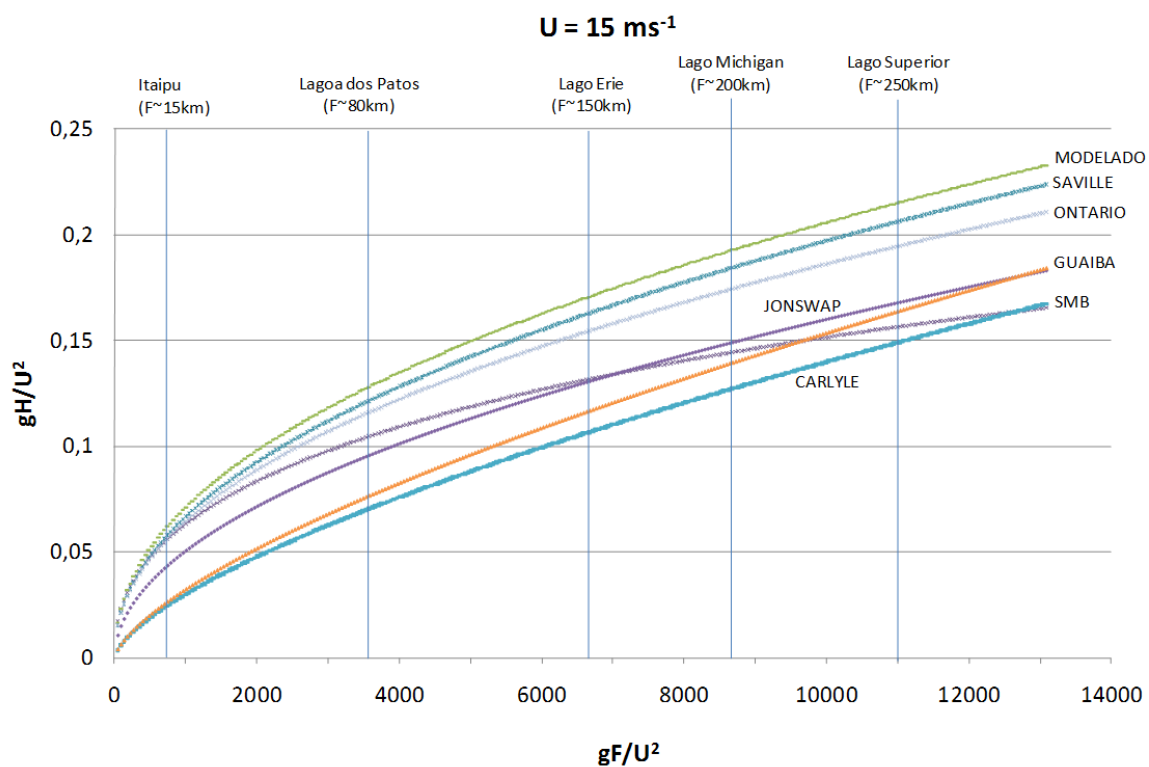


Figura 136 - Comparação das equações paramétricas para vento de 15 ms^{-1}

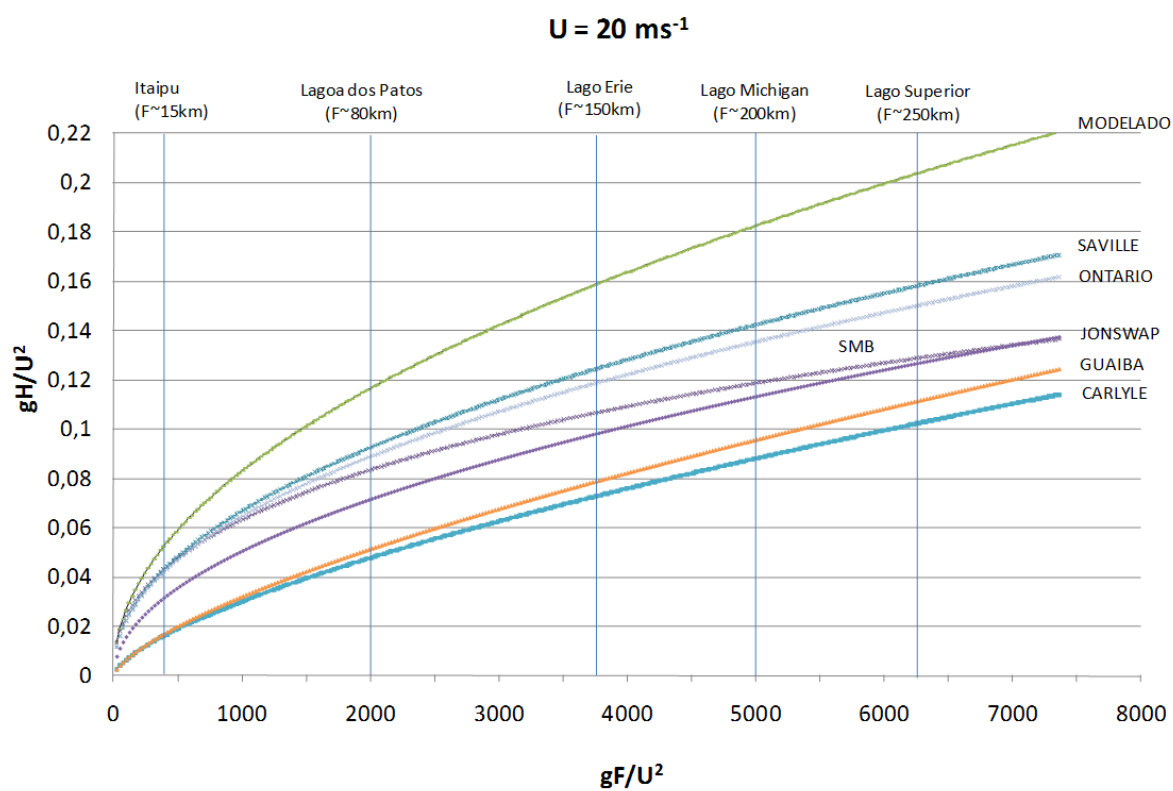


Figura 137 - Comparação das equações paramétricas para vento de 20 ms^{-1}

Assumindo-se que a equação Modelada é a que melhor representaria a altura da onda na natureza, pode-se afirmar que, para ventos de 5 ms^{-1} e para corpos d'água de *fetch* máximo superior a 15 km (magnitude de Itaipu), todos os métodos majorariam a altura das ondas geradas. Com o aumento da intensidade do vento, a curva referente à equação Modelada passou a assumir posições superiores de tal modo que, a partir de ventos de 15 ms^{-1} , todos os métodos passaram a subestimar as alturas de onda.

Quanto à quantidade de dados que geraram as curvas, nota-se que os métodos concebidos com base em longas campanhas de medição (Saville, *SMB* e *JONSWAP*) geraram resultados da mesma magnitude das curvas obtidas com poucos dados (Carlyle, Guaíba e Ontário). Entende-se, portanto, que decidir por gerar uma equação paramétrica com abundância de dados pelo ajuste a uma única curva, sem atenção à intensidade do vento, favoreceria a geração de curvas tão incertas quanto às baseadas em uma quantidade reduzida de dados.

Além do mais, o deslocamento relativo da curva Modelada, a qual assumiu posições superiores com o aumento da intensidade do vento, confinou as demais curvas em um domínio restrito para ventos entre 5 e 15 ms^{-1} . Essa constatação representa um fator adicional importante que demonstra o comportamento médio que assumem as curvas ajustadas a uma nuvem de pontos, caso não sejam condicionadas pela intensidade do vento.

“Tudo tem o seu tempo determinado, e há tempo para todo o propósito debaixo do céu. Há tempo de nascer e tempo de morrer; tempo de plantar e tempo de colher (...)” (Salomão)

6 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Pelo presente trabalho é demonstrado que o campo de ondas gerado por ventos persistentes em águas continentais pode ser simulado utilizando exclusivamente a intensidade do vento atuante e a geometria do corpo d'água. Para isso foi desenvolvido o conceito de campo de *fetch*, que representa o potencial de formação de ondas no espaço bidimensional em função da forma da margem. Esse conceito possibilitou o desenvolvimento de modelos paramétricos em duas dimensões, viabilizando a validação do método por meio de comparações com as alturas de onda simuladas pelo modelo numérico de base física *SWAN*.

As diferenças entre os principais métodos de determinação do *fetch* foram analisadas para uma aplicação à porção sul do reservatório de Itaipu, constatando-se erros máximos próximos a 300%.

Para a determinação expedita do maior *fetch* para qualquer corpo de água continental foi desenvolvido o método Rápido, permitindo relacionar qualquer corpo de água a um comprimento máximo característico.

Com base no método Rápido foi possível estimar a correlação entre os desvios nos resultados gerados por dois importantes métodos de determinação do *fetch* para qualquer corpo d'água.

Por tratar-se de uma linguagem que dispõe de grande variedade de recursos de manipulação de entidades e recursos geométricos, a decisão pela linguagem computacional *LISP* mostrou-se indispensável para o presente estudo, propiciando a integração de soluções em uma mesma plataforma CAD.

Visando a obtenção de valores intermediários de intensidade e direção do vento por técnicas de interpolação foi desenvolvido o modelo *INTERPLOT*. Especialmente útil na determinação de valores extremos do vento, esse modelo poderá ser futuramente incorporado ao modelo *ONDACAD* como um módulo de vento, permitindo a simulação do campo de ondas sob a ação de ventos em regime permanente e de intensidade variável no espaço.

Por tornar possível a representação do campo de *fetch*, o modelo *ONDACAD* mostrou-se versátil na assimilação de diferentes equações paramétricas encontradas na literatura e mostrou-se ferramenta útil, tanto desacoplado da *WEB*, como integrando o sistema *HIDRONDA*.

A aplicação do modelo *SWAN* revelou anomalias nos resultados de campo de ondas, as quais deixam de ocorrer depois de ultrapassada certa distância da margem a barlavento. Essas anomalias se mostram independentes das dimensões e formato do corpo d'água modelado. Esta distância diminui com o aumento da intensidade do vento e foi adequadamente quantificada e denominada de comprimento de divergência. Essas anomalias foram agravadas pelo aspecto dendrítico e por vezes sinuoso dos corpos d'água, gerando uma dispersão indesejável de pontos no diagrama adimensional. A solução foi a concepção de um método de substituição da representação original do corpo d'água, geralmente de formato irregular e dendrítico, por uma representação trapezoidal de modo que os eventos máximos modelados no corpo de água original são semelhantes aos modelados no corpo d'água trapezoidal. O método minimiza a dispersão indesejável de pontos no diagrama adimensional, contribuindo para a concepção de equações paramétricas mais precisas.

Na determinação de uma equação paramétrica geral, ao invés de considerar os coeficientes constantes no ajuste a uma curva tipo potência no diagrama adimensional (F^* versus H_s^*), demonstrou-se que esses coeficientes podem ser condicionados pela velocidade do vento. Esse fato ajuda a explicar a grande variabilidade de métodos paramétricos apresentados na literatura e colabora para a geração de campos de onda semelhantes aos gerados pelo modelo numérico *SWAN*.

Na comparação entre resultados dos modelos *SWAN* e *ONDACAD*, os desvios são inferiores a 20%. Esse percentual foi afetado pela magnitude do reservatório e pela intensidade do vento. Para locais de *fetch* máximo superior a 150 quilômetros o desvio não atingiu 3%. Constata-se ainda uma relação inversa da intensidade do vento com o desvio entre as alturas máximas de onda resultantes dos modelos. Intensidades menores do vento geram maiores desvios entre os resultados. Esses resultados promissores demonstram o potencial da técnica de modelagem paramétrica bidimensional, caracterizada pela geração de resultados rápidos e condicionados por uma reduzida quantidade de variáveis. A técnica se mostra especialmente útil na concepção de sistemas de simulação em tempo real tratando de grande número de corpos de água.

Apesar dos resultados otimistas, é possível diminuir ainda mais o erro entre os resultados dos modelos *ONDACAD* e *SWAN* através da concepção de equações paramétricas específicas para o corpo de água analisado. A verificação do comportamento desse erro com o tamanho do corpo d'água se apresenta como um interessante tema a ser desenvolvido por trabalhos futuros.

Existem outros elementos de ondas quantificáveis a partir de informações do vento em águas continentais e que podem ser explorados por modelagem geométrica, com possibilidade de se tornarem módulos adicionais do modelo ONDACAD resultando, por exemplo, em mapas temáticos de período, frequência e energia das ondas.

Os seiches, por serem ondas estacionárias dependentes da ação do vento sobre o fetch podem se constituir em um elemento tratado com êxito por trabalhos futuros, utilizando-se a técnica de modelagem aqui desenvolvida.

A tensão tangencial no fundo, condicionada pelo comprimento da onda e pela profundidade, é provocada pela propagação da onda em regiões de águas intermediárias a rasas. Equações que definem essa tensão podem ser empregadas em trabalhos futuros pelo desenvolvimento de um módulo adicional do modelo ONDACAD permitindo a geração de campos de tensão gerados pela propagação da onda, podendo auxiliar atividades relacionadas a ressuspensão de sedimentos e estimativas de emissão de gases de efeito estufa que se desprendem dos sedimentos perturbados pelas ondas.

Com vistas a analisar o dimensionamento do bordo livre de barragens, a técnica de modelagem apresentada pode ser de grande utilidade na verificação da altura da onda relacionada a ventos severos no galgamento da estrutura.

A possibilidade de utilização da técnica de modelagem aqui apresentada pode auxiliar em estudos envolvendo a quantificação da erodibilidade promovida por ondas em águas continentais. Em estudos desse tipo, a análise prévia sobre o comportamento do vento pode auxiliar na escolha de locais de amostragem, condicionados por comprimentos elevados de fetch na direção do vento dominante.

Por demandar um reduzido número de elementos e por gerar resultados de modo rápido e confiável, a técnica de modelagem paramétrica bidimensional se apresenta como uma nova alternativa de modelagem de fenômenos provocados pelo vento em águas continentais. A demonstração de funcionamento em tempo real do sistema HIDRONDA, concebido com base nessa técnica, pode ser constatada visitando o endereço eletrônico www.hidronda.com.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT – ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS, (1988). NBR-6123: Forças Devidas ao Vento em Edificações.

AIKI, H. & GREATBATCH, R. J. (2012) Thickness-Weighted Mean Theory for the Effect of Surface Gravity Waves on Mean Flows in the Upper Ocean. *Journal of Physical Oceanography* 42:5, 725-747. Online publication date: 1-May-2012.

AMERICAN SOCIETY OF CIVIL ENGINEERS (1948). Review of slope protection methods. Comittee on Earth Dams of the Soil Mechanics and Foundations Division. *Proceedings*. 74 (6) 845:854.

AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY (2000). *Glossary of Meteorology*. 2nd ed., 2000, Allen Press.

ANDRADE, F. O. ; GONÇALVES, J. E. ; GONÇALVES, R. C.; GUETTER, A. K. (2004), Implementação e análise de sensibilidade do modelo numérico hidrodinâmico Delft-3D para o reservatório de Itaipu. In: XXI CONGRESSO LATINOAMERICANO DE HIDRÁULICA. São Pedro/SP, Brasil, Out /2004.

ANDRADE, F. O. ; GONÇALVES, R. C. ; GUETTER, A. K. (2005). Efeito do vento sobre o reservatório de Itaipu: cenários de vento e impacto no balanço hídrico. In: XVI SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS. João Pessoa/PB, Brasil, Nov/2005.

ANDRZEJEWSKI, R. H. & BANKI, A. Y. (1989). Efeitos de Ventos no Reservatório da Usina Hidrelétrica de Ilha Grande. Foz do Iguaçu. Associação Brasileira de Recursos Hídricos. *Anais do VII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*, 1: 554-560, Novembro, 1989.

BAATTRUP-PEDERSEN, A. & RIIS, T. (1999). Macrophyte diversity and composition in relation to substratum characteristics in regulated and unregulated Danish streams. *Freshwater Biology* 42, 375-385.

BAILEY, R. C. (1988). Correlations between species richness and exposure: Freshwater molluscs and macrophytes. *Hydrobiologia* 162, 183-191.

BARNETT, T. P. (1968). On the generation, dissipation and prediction of ocean wind-waves. *J. Geophys. Res.*, 73, 513–529.

BATTJES, J. A. & JANSSEN, J. P. F. M. (1978). Energy loss and set-up due to breaking of random waves, *Proc. 16th Int. Conf. Coastal Engineering*, ASCE, 569-587.

BEER, T. (1997). *Environmental Oceanography*. CRC Press, 436 pp.

BENGTSSON, L. & HELLSTROM, T. (1992). Wind induced resuspension in a small

shallow lake. *Hydrobiologia*, V. 241 p. 163-172.

BEVERIDGE, M. C. M. (2004). *Cage aquaculture*. Fishing News Books 3rd ed. Oxford: Blackwell Publishing, 368p.

BHOWMIK, N. (1976). Development of criteria for shore protection against wind-generated waves for lakes and ponds in Illinois. Illinois State Water Survey, 107.

BHOWMIK, N.G. & STALL, J. B. (1978). Circulation patterns in the Fox chain of lakes in Illinois. *Water Resources*, 14:633-642.

BISHOP, T. C. (1983). Comparison of manual wave prediction models. *ASCE J. of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engng.*, vol. 109, n. 1.

BOOIJ, N.; HOLTHUIJSEN, L. H. & RIS, E. R. C. (1996). The SWAN wave model for shallow water, *Int. Conf. Coastal Eng., ASCE, Orlando*, 668-676.

BREIVIK, L. A. & REISTAD, M. (1992). Use of ERS-1 altimeter wave products at DNMI. Evaluation of wave heights and wind speeds. Assimilation in a numerical wave model. Technical Report No. 101, The Norwegian Meteorological Institute.

BREIVIK, Ø.; REISTAD, M.; HAAKENSTAD, H.; AARNES, (2011). A high-resolution hindcast of wind and waves for the North Sea, the Norwegian Sea and the Barents Sea. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 116, C05019, 18 PP., 2011 doi:10.1029

BRETSCHNEIDER, C. L. (1952). The generation and decay of wind waves in deep water. *Trans. A.G.U.*, 33(3), 381–389.

BRETSCHNEIDER, C. L. (1958). Wave variability and the wave spectra. *Journal of the Waterways and Harbors Division, Proceedings ASCE*, pp. 937-1, 937-28.

BRETSCHNEIDER, C. L. (1966). Wave generation by wind, deep and shallow water. In: A.T. Ippen (Editor), *Estuary and Coastline Hydrodynamics*. McGraw-Hill, New York, 744 pp.

BUBA, H.; ARAÚJO, A. N. (2011). Impactos da qualidade da medição de níveis d'água na operação hidráulica de reservatórios. In: XIX SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS. Maceió/AL, Brasil, Nov.

BUGGELN, B. & JUDGE, D. (2007). Determining necessary reservoir freeboard two methods of estimating wave runup and wind setup. *CDA Annual Conference – 2007*. Canadian Dam Association. Canada.

BURROWS, R. & HEDGES, T.S. (1985). The Influence of Currents on Ocean Wave Climates. *Coastal Engineering*, 9: 247-260.

CANDELLA, R. N. (1997). Estudo de casos de ondas no Atlântico Sul através de

modelagem numérica. Dissertação de Mestrado em Engenharia Oceânica, COPPE.

CARDONE, V. J. & ROSS, D. B. (1979). Wave Prediction Methods and Data Requirements, Ocean Wave Climate, edited by M. D. Earle and A. Malahoff, Plenum Publishing Corp.

CARPER, G. L. & BACHMANN, R. W (1984). Wind resuspension of sediments in a prairie lake. Can J. Fish. Aquat. Sci. V.41. P. 1763-1767.

CARTER, D. J. T.; CHALLENGER, P. G.; EWING, J. A.; PITT, E. G; SROKOSZ, M. A. & TUCKER, M. J. (2006). Estimating wave climate parameters for engineering applications. Offshore Tech. Report OTH 86/228, HMSO, London.

CAVALERI, L. & MALANOTTE-RIZZOLI, P. (1981). Wind wave prediction in shallow water: theory and applications. J. Geophys. Res., 86, 10961–10973.

CLANCY, R.M., & P.A. WITTMANN, (1990). FNMOC Implements Advanced Wave Model, Naval Oceanography Command News, Sep 1990.

COELHO, R. M. P.; GRECO, M.; ÁVILA, M.; RESCK, R. P. (2007a). Relatório de identificação de áreas tecnicamente adequadas para a instalação de parques aquícolas. Reservatório de Furnas.. (Relatório de pesquisa).

COELHO, R. M. P.; GRECO, M.; ÁVILA, M.; RESCK, R. P. (2007b). Relatório de identificação de áreas tecnicamente adequadas para a instalação de parques aquícolas. Reservatório de Três Marias. (Relatório de pesquisa).

COLLARD, F.; ARDHUIN, F.; CHAPRON, B. (2009). Monitoring and analysis of ocean swell fields from space: New methods for routine observations. Journal of Geophysical Research 114:c7, C07023.

COLLINS, J.I. (1972), Prediction of shallow water spectra, J Geophys. Res., 77, No. 15, 2693-2707.

COX, A.T., & CARDONE, V.J. (2003). 20 Years of Operational Forecasting at Oceanweather. Proceeding of the 7th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Oct 21-25, 2002, Banff, Alberta, Canada.

COX, A.T. & SWAIL, V. R. (2001). A global wave hindcast over the period 1958-1997: validation and climate assessment. Journal of Geophysical Research, Vol. 106, n.C2, pp. 2313-2329, february 15, 2001.

DALL'AGLIO SOBRINHO, M. ; TROVATI, L. R. ; MACIEL, G. F. ; OLIVEIRA, J.N. ; ALBERTIN, L.L. ; OLIVEIRA, B.M. ; SILVA, G.B.L. ; OLIVEIRA, E. B. ; CUNHA, E.F. (2011). Monitoramento de ondas em reservatórios com sensor de pressão e comparação

com dados de ADCP_Waves. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, XIX, 2011, Maceió - AL. Anais do XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2011. v. único.

de VOOGT, W.J.P. ; KOMEN, G. J. ; BRUINSMA, J. (1985). The KNMI operation wave prediction model GONO. Ocean Wave Modelling. The SWAMP Group. Plenum, 193-200.

DNAEE. DEPARTAMENTO NACIONAL DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (1983). Mecânica de Correntes do Guaíba. Relatório Síntese Ministério das Minas e Energia.

DONELAN, H. A. (1980). Similarity Theory Applied to the Forecasting of Wave Heights, Periods, and Directions. Proceedings of the Canadian Coastal Conference. National Research Council, Canada, pp 47-61.

DONELAN, M. A. & W. H. HUI (1985). Directional spectra of wind generated waves. Phil. Trans. Royal Soc., A315, 509–562.

DOWNING, J. A. *et al.* (2006). The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. Limnology and Oceanography, 51(5), 2388-2397.

DOYLE, R. D. (2001) Effects of waves on the early growth of *Vallisneria americana*. Freshwater Biology, Oxford, v. 46, no. 3, p. 389-397, Mar. 2001.

DUBE, S. K. ; SINHA, P. C. & ROY, G. D. (1996). Numerical simulation of storm surges in Bangladesh using a bay-river coupled model. Coastal Engineering 10, 85. pp.101.

EARLE, M. D. (1979). Practical determinations of design wave conditions. Ocean Wave Climate, M. D. Earle and A. Malahoff, Eds., Plenum Press, 39–60.

ECKART, C. (1952). The propagation of gravity waves from deep to shallow water, Proc. NBS Semicentennial Symp. on Gravity Waves, 1951, Washington, National Bureau of Standards, Circular 521, pp. 165–173.

ELDEBERKY, Y. & BATTJES, J. A. (1996). Parameterization of triad interactions in wave energy models, Proc. Coastal Dynamics Conf. 1995, Gdansk, Poland, 140-148.

ETEMAD-SHAHIDI, A. ; KAZEMINEZHAD, M. H.; MOUSAVI, S. J. (2009). On the Prediction of Wave Parameters Using Simplified Methods , Journal of Coastal Research, vol. 56. pp. 505-509.

EWING, J. A.; EPHRAUMS, J.J.; GOLDING, B.W.; WORTHINGTON, B.A. (1981). Comparisons of the Meteorological Office and Norswam wave models with measured wave data collected during March 1980. Wormley, UK, Institute of Oceanographic Sciences, 22pp.

FALVEY, H. T. (1974). Prediction of wind wave heights, Proc. ASCE J. Waterways, Harbors and Coastal Eng. Div., vol 100, 1-12.

FEE, E. J. ; HECKY, R. E.; KASIAN, S. E. M. & CRUIKSHANK, D. R. (1996). Effects of lake size, water clarity, and climatic variability on mixing depths in Canadian Shield lakes. *Limnol. Oceanogr.* 41: 912–920.

FENDRICH, R. (1988). Formação de Ondas e Identificação de Pontos Erodíveis na Margem Esquerda do reservatório de Itaipu. Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Engenharia – Caderno de Recursos Hídricos, Associação Brasileira de Recursos Hídricos*, volume 6, n° 2: 7-21, Novembro 1988.

FENDRICH, R. (1993). Ondas em Reservatórios. Dissertação (Professor Titular). Pontifícia Universidade Católica do Paraná. Curitiba. 1993.

FERNANDEZ, O. V. (1990). Mudanças no canal fluvial do rio Paraná e processos de erosão nas margens: região de Porto Rico, PR. Dissertação (mestrado). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro – SP, Inédito, 96, 1990.

FERREIRA, A. N. (2000). Estudo do Efeito de Acidente na Hidrovia Tietê-Paraná: Aspectos Preventivos, São Paulo. Dissertação (mestrado), 168p.

GERLING, T. W. (1992) Partitioning Sequences and Arrays of Directional Ocean Wave Spectra into Component Wave Systems. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 9, 444–458.

GONÇALVES, C. R. (2007). Análise de Frequência Regional de Ventos Extremos no Paraná. Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Grad. em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental Universidade Federal do Paraná. Curitiba, PR.

GORHAM, E. & BOYCE, F. M. (1989). Influence of lake surface area and depth upon thermal stratification and the depth of the summer thermocline. *J. Great Lakes Res.* 15: 233–245.

GORMAN, R.M. ; NIELSON, C.G. (1999). Modelling shallow water wave generation and transformation in an intertidal estuary. *Coastal Engineering*, 36: 197-217.

GREENSLADE, D. J. M. & YOUNG, I. R. (2004). Background errors in a global wave model determined from altimeter data. *J. Geophys. Res.* 109.

GRÖEN, P. & DORRESTEIN, R. (1976). Zeegolven. KNMI Opstellen op Oceanografisch en Maritiem Meteorologisch Gebied, 11, 124 pp.

WAMDI GROUP: Hasselmann, S. ; Hasselmann, K. ; Bauer, E. ; Janssen, P.A.E.M. ; Komen, G.J. ; Bertotti, L. ; Lionello, P. ; Guillaume, A. ; Cardone, V.C. ; Greenwood, J.A. ; Reistad, M. ; Zambresky, L. & Ewing, J. A. (1988). The WAM model - a third generation ocean wave prediction model. *J. Phys. Ocean.* 18, 1775 - 1810.

GUDDAL, J. (1985). The Norwegian wave model (NOWAMO). *Ocean Wave*

Modelling. The SWAMP Group. Plenum, 187-191.

GUNTHER, H. & ROSENTHAL, W. (1985). The hybrid parametrical (HYPA) wave model. Ocean Wave Modelling. The SWAMP Group. Plenum, 211-214.

HASSELMANN, D. E.; DUNCKEL, M. & EWING, J. A. (1980). Directional wave spectra observed during JONSWAP (1973). J. Phys. Oceanogr., 10, 1264–1280.

HASSELMANN, K., ; ROSS, D. B. ; MÜLLER, P. & SELL, W. (1976). A parametric wave prediction model. J. Phys. Oceanogr., 6(2), 200–228.

HASSELMANN, K.; BARNETT, T. P. ; BOUWS, E. ; CARLSON, H. ; CARTWRIGHT, D. E. ; ENKE, K. ; EWING, J. A. ; GIENAPP, H. ; HASSELMANN, D. E. ; KRUSEMAN, P. ; MEERBURG, A. ; MULLER, P. ; OLBERS, D. J. ; RICHTER, K. ; SELL, W. & WALDEN, H. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). Deut. Hydrogr. Z., A8(12).

HEARN, C. J. (2008). The Dynamics of Coastal Models. Cambridge University Press. 2008. pp 488.

HOLTHUIJSEN, L. H. (2007). SWAN - User manual. Delft, USA. Department of Civil Engineering. Delft University of Technology. 124p.

HSU, T.W. ; OU, S. H. & LIAU, J. M. (2005). Hindcasting nearshore wind waves using a FEM code for SWAN, Coastal Engineering, 52: 177-195.

HULER, S. (2004). Defining the Wind: The Beaufort Scale, and How a 19th-Century Admiral Turned Science into Poetry. Crown.

INNOCENTINI, V.; ARANTES, F. O.; PRADO, S. C. C. (2003). Modelo de ondas aplicado ao caso 5-8 de maio de 2001. Revista Brasileira de Meteorologia, São Paulo, vol. 18, n. 1, p. 97-104, 2003.

INOUE, T. (1967). On the Growth of the Spectrum of a Wind Generated Sea According to a Modified Miles-Phillips Mechanism and its Application to Wave Forecasting, Geophys. Sci. Lab. Rep. No. TR 67-5.

JANSSEN, P. (1991). Quasi-linear theory of wind wave generation applied to wave forecasting. J. Phys. Oceanogr., 21, 1631–1642.

JEFREYS, H. (1924). On the formation of waves by wind. Proc. Roy. Soc. A, 107, 189–206.

JEFREYS, H. (1925). On the formation of waves by wind, II. Proc. Roy. Soc. A, 110, 341–347.

JENKINS, G. M. & WATTS, D. G. (1992). Spectral Analysis, San Francisco, Holden-

Day, CA, 525 pp.

JENSEN, R. E. ; WITTMANN, P. A. & DYKES, J. D. (2002). Global and regional wave modelling activities. *Oceanography*, 15, No. 15, 57-66

JIN, K. R. & JI, Z.G. (2001). Calibration and verification of a spectral wind - wave model for Lake Okeechobee. *Ocean Engineering*, 28: 571-584

JINHUA, W. & YONGMING, S. (2012) On the development and verification of a parametric parallel unstructured-grid finite-volume wind wave model for coupling with ocean circulation models. *Environmental Modelling & Software* 37, 179-192. Online publication date: 1-Nov-2012.

JORDI, A. ; WANG, D. P., (2012). SBPOM: A parallel implementation of Princeton Ocean Model. *Environmental Modelling & Software* 38, 59-61. Online publication date: 1-Dec-2012.

KAISER, I. M. (1995). Ondas geradas por ventos em reservatórios artificiais: um panorama. Dissertação (Mestrado) - Universidade de São Paulo, São Carlos, 1995.

KAMPF, J. (2009). *Advanced Ocean Modelling*. Springer, Berlin/Heidelberg.

KAMPHUIS, J. W. (2000). *Introduction to Coastal Engineering and Management*. World Scientific Press, 437 pp..

KAHMA, K. K. & CALKOEN, J. J. (1992). Reconciling discrepancies in the observed growth of the wind-generated waves *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 1389-1405.

KHANDEKAR, M. L. & LALBEHARRY, R. (1996). An Evaluation of Environment Canada's Operational Ocean Wave Model Based on Moored Buoy Data. *Wea. Forecasting*, 11, 137–152.

KINSMAN, B. (1965). *Wind Waves; Their Generation and Propagation on the Ocean Surface*. Prentice Hall, Inc., 676 pp.

KITAIGORODSKII, S. A. (1962). Applications of the theory of similarity to the analysis of wind-generated wave motion as a stochastic process. *Izv. Geophys. Ser. Acad. Sci., USSR*, 1, 105–117.

KOMAR, P. D. & MILLER, M. C. (1976). The threshold of sediment movement under oscillatory water waves. *J. Sed. Petrol.* V. 43. p. 1101-1110.

KOMAR, P.D. (1976). *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 429 pp.

KOMEN, G. J. ; CAVALERI, L. ; DONELAN, M. ; HASSELMANN, K. ; HASSELMANN, S. & JANSSEN, P. A. E. M. (1994). Dynamics and modelling of ocean

waves. Cambridge University Press, 532 pp.

LAMB, H. (1932). Hydrodynamics. New York: Cambridge University Press, 738p.

LE MEUR, D. ; ROQUET, H. ; LEFEVRE, J. M. ; FRADON, B. (1994). Study of the impact of ERS-1 scatterometer wind data on numerical wave modelling. Second International Conference on Air-Sea Interaction and on Meteorology and Oceanography of the Coastal Zone. Am. Meteorol. Soc. Lisbon. Sept. 22–27, 1994b.

LEFEVRE, J. M. ; BARCKICKE, J. & MENARD, Y. (1994) A significant wave height dependent function for Topex/Poseidon wind speed retrieval. J. Geophys. Res., 99, 25035–25049.

LI, C.W. & MA, F. (2001). Wind Waves Prediction In the East China Sea by a Discrete Spectral Model of Hong Kong, Ocean model WOM-6 workshop, Sept. 11-14, Beijing, China.

LIMA, S.F. *et al.* (2003). Estimativa das maiores ondas geradas pelo vento no reservatório de Ilha Solteira. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS, 15., 2003, Curitiba. Anais v. 1. p. 1-19.

LIN, W.; SANFORD, L.P. ; ALLEVA, B.J. & SCHWAB, D.J. (1998). Surface Wind Wave Modeling in Chesapeake Bay. Proceedings of WAVES 97, ASCE Conference on Ocean Wave Measurement and Analysis, November 3-7, 1997, Virginia Beach, VA, 1048-1062.

LIONELLO, P. ; GUNTHER, H. & JANSSEN, P. A. E. M. (1992). Assimilation of altimeter data in a global third generation wave model, Technical Report No. 67, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, ECMWF.

LITTLE, E. S. C. (1966) The invasion of man-made lakes by plants. In: LOWE-McCONNELL, R. H. (Ed.). Man-made lakes: proceedings of a symposium held at the royal Geographical Society, London, on 30 September and 1 October 1965. London: Academic Press, 1966. p. 75-84.

LONGUET-HIGGINS, M. S. (1952). On the statistical distribution of the height of sea waves. J. Mar. Res., 11, 245–266.

LUETTICH, R. A. & HARLEMAN, D. R. F. (1990). Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events. Limnol. Oceanogr. V. 35. p. 1050-1067.

MADSEN, O.S. ; POON, Y.K. & GRABER, H. C. (1988). Spectral wave attenuation by bottom friction: Theory, Proc. 21st Int. Conf. Coastal Engineering, ASCE, 492-504.

MALISKA, C. R. (1995). Transferência de Calor e Mecânica dos Fluidos

Computacional. Rio de Janeiro: Ed. LTC – Livros Técnicos e Científicos.

MANNICH, M. (2013). Estimativa de Emissões de Gases de Efeito Estufa em Reservatórios e Lagos - Contribuições para o Monitoramento e Modelagem 1D-Vertical. Tese de doutorado pelo Programa de Pós-Graduação Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental. Curitiba: Universidade Federal do Paraná.

MARQUES, M. (2005). Sistema automatizado para estimativa de ondas geradas por vento em reservatórios de barragens”, Dissertação de mestrado. Faculdade de Engenharia de Ilha Solteira, Universidade Estadual Paulista.

MARQUES, M. & GUETTER, A. K. (2011). Determinação da distribuição do *Fetch* no Reservatório de Itaipu In: XIX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Maceió/AL, Brasil, Nov/2011.

MARQUES, M.; MACIEL, G. F. & DALL’AGLIO SOBRINHO, M. (2007). Estimativa das máximas pistas de vento no reservatório da barragem de Ilha Solteira. Revista Acta Scientiarum, v.29, n.1, p79-84.

MARQUES, M. ; ANDRADE, F. O. ; GUETTER, A. K. (2013). Conceito do Campo de fetch e sua Aplicação ao reservatório de Itaipu. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 18, p. 243-253, 2013.

MASON, M. A. (1950). The problem of wave action on earth slopes. Transactions of ASCE. 116: 1398-1415.

MELO, M. S. ; CARVALHO, M. S. B. S. ; SOARES, A. M. L. ; BARRETO, R. N. C. (2007) Mapeamento dos Espelhos D'água do Brasil. Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (2008). Ministério da Integração Nacional, Agência Nacional das Águas. Mapeamento dos espelhos d'água do Brasil. Fortaleza: Funceme, 108p.

MILES, J. W. (1957). On the generation of surface waves by shear flows. J. Fluid Mech., 3, 185–204.

MITSUYASU, H. & HONDA, M. T. (1982). Wind induced-growth of water waves. J. Fluid Mech., 123, 425-442.

MITSUYASU, H. (1969). On the growth of the spectrum of wind-generated waves, II. Rept. Res. Inst. Appl. Mech., Kyushu Univ., 17, 235–243.

NICOLODI, J. L. ; TOLDO JR., E. E. ; FARINA, L. (2010). Dinâmica e ressuspensão por ondas no Lago Guaíba. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS. Pesquisas em Geociências, 37 (1): 25-39, jan./abr. 2010.

NICOLODI, J. L. (2007). O padrão de ondas no Lago Guaíba e sua influência nos

processos de sedimentação. Porto Alegre, 179p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

NORDENSTROM, N. (1969). Methods for predicting long-term distributions of wave loads and probability of failure for ships. App. II, Relationships between visually estimated and theoretical wave heights and periods, DnV report No. 69-21-5, Oslo, Norway.

NUNES, P. L. (2002). O modelo SWAN como ferramenta na análise e previsão de ondas. 46p. Monografia de Conclusão. Departamento de Oceanografia, Instituto de Geociências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

OU, S.H. ; LIAU, J.M. ; HSU, T.W. & TZANG, S.Y. (2002). Simulating typhoon waves by SWAN wave Model in coastal waters of Taiwan. *Ocean Engineerin*, 29: 947-971.

PADOVEZI, C. D. (2003). Conceito de Embarcações Adaptadas à Via Aplicado à Navegação Fluvial no Brasil. Tese de doutorado. Escola Politécnica da Universidade de São Paulo.

PELLEGATTI, D. M. F. (1993). Um modelo de previsão de ondas de superfície do mar geradas pelo vento. Tese de Mestrado em Meteorologia, INPE.

PEREZ-FUENTETAJA, A. ; DILLON, P. J. ; YAN, N. D. ; & MCQUEEN, D. J. (1999). Significance of dissolved organic carbon in the prediction of thermocline depth in small Canadian Shield lakes. *Aquat. Ecol* 33:127–133.

PHILLIPS, O. M. (1957). On the generation of waves by turbulent Wind, *J. Fluid Mech.*, 2, 417-455

PHILLIPS, O. M. (1958). The equilibrium range in the spectrum of wind-generated ocean waves. *J. Fluid Mech.*, 4, 426–434.

PIERINI, S. A. (2005). Fatores determinantes da distribuição de plantas submersas e da estrutura das assembleias de macrófitas aquáticas no Reservatório de Rosana. Tese (Doutorado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais) - Programa de Pós-Graduação em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais. Maringá: Universidade Estadual de Maringá.

PIERSON, W. J. e MOSKOWITZ, L. (1964). A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of S.A. Kitaigorodskii. *J. Geophys. Res.*, 69, 5181-5190.

PIERSON, W. J. ; NEUMANN, G. ; JAMES, R. W. (1955). *Practical Methods for Observing and Forecasting Ocean Waves by Means of Wave Spectra and Statistics*. U.S.

Navy Hydrographic Office Publ. 603, 284 p.

PIRES-SILVA, A. A. ; MAKARYNSKYY, O. ; MONBALIU, J. ; VENTURA-SOARES, C. ; COELHO, E. (2002). Wam/Swan Simulations in an Open Coast: Comparisons with ADCP Measurements. Littoral, The Changing Coast. EUROCOAST/EUCC, Porto Portugal Ed. EUROCOAST - Portugal.

REA, T. E. ; KARAPATAKIS, D.J. ; GUY, K. K. ; PINDER III, J. E. ; MACKEY JR., H. E. (1998). The relative effects of water depth , *fetch* and other physical factors on the development of macrophytes in a small southeastern US pond. Aquatic Botany 61, 289-299.

RIIS, T. ; HAWES, I. (2003). Effect of wave exposure on vegetation abundance, richness and depth distribution of shallow water plants in a New Zealand lake. Freshwater Biology 48, 75-87.

RIS, R. C.; HOLTHUIJSEN, L. H; BOOIJ, N. (1994). A spectral model for waves in the near shore zone, Proc. 24th Coastal Engineering Conference, October, 1994, Kobe, Japan, ASCE, 68–78.

RIS, R.C. ; BOOIJ, N. ; HOLTHUIJSEN, L. H. (1999). A third-generation wave model for coastal regions. Part II: Verification. Journal of Geographic Research, 104 (C4): 7667-7682.

ROGERS, W.E. ; HWANG, P.A. ; WANG, D.W. (2003). Investigation of wave growth and decay in the SWAN model: three regional-scale applications. Journal of Physical Oceanography, 33: 366-389.

ROTTIER, J. R. & VINCENT, C. L. (1982). Fetch Limited Wave Growth Observed During ARSLOE. Proceedings of OCEANS '82. pp 914-919.

RUSU, E. ; VENTURA SOARES, C. ; PIRES SILVA, A. ; PINTO, J. P. ; MAKARYNSKYY, O. (2002). Near Real Time Assessment of the Wave Propagation in the Coastal Environment of Portugal. Littoral 2002, The Changing Coast.

SAVILLE, T. (1952). Wind Setup and Waves in Shallow Water. TM-27 , U.S. Army Corps of Engineers, Beach Erosion Board, Washington, D.C., June 1952.

SAVILLE, T. (1954). The effect of fetch width on wave generation. Technical Memorandum No. 70, U.S. Army, Corps of Engineers, Beach Erosion Board, 9 pp.

SAVILLE, T. ; MCCLENDON, E. W. & COCHRAN, A. L. (1962). Freeboard allowances for waves in inland reservoirs. ASCE Journal of the Waterways and Harbors Division, V. 88(WW2): 93-124.

SHAN-HWEI, O. ; JIAN-MING, L. ; HSU, T. W. & SHIAW-YIH T. (2002).

Simulating typhoon waves by SWAN wave model in coastal waters of Taiwan. *Ocean Engineering*, 29: 947-971.

SHEMDIN, O. H. ; HASSELMANN, K. ; HSIAO, S. V. & K. HERTERICH (1978) Non-linear and linear bottom interaction effects in shallow water. In: *Turbulent fluxes through the sea surface; wave dynamics and prediction*. Plenum Press, 347–372.

SHENG, Y. P. & CHEN, X. J. (1993). *Lake Okeechobee Phosphorus Dynamics Study: A three Dimensional Numerical Model of Hydrodynamics*. Final Report to South Florida Water Management District. Coastal and Oceanographic Engineering Department, University of Florida, Gainesville, FL.

SHIELDS, G. C. & BURDWELL, G. B. (1970). *Western Region Sea State and Surf Forecasters Manual*. Technical Memorandum WR-51, National Weather Service, NOAA.

SIBUL, O. (1955). *Laboratory study of the generation of wind waves in shallow water*. U.S. Army Corps of Engineers Beach Erosion Board, Technical Memo No. 72, 35 p.

SILVA, A. M. ; YOUNG, C. C. ; LEVITUS, S. (1995). Toward a revised Beaufort Equivalent Scale. *Proc. Int. COADS Workshop*, Kiel, Germany, *Berichte aus dem Institut für Meereskunde*, 270–286.

SMITH, J. M. ; RESIO, D. T. & ZUNDEL, A. K. (1999). *STWAVE: steady-state spectral wave model, report 1 user's manual for STWAVE version 2.0*. Intr. Rep. CHL-99-1, U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, 57p.

SMITH, J. M. (1991). *Wind-wave generation on restricted Fetches*. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Misc. Paper CERC-91-2, 25pp.

SNUCINS, E. & GUNN, J. (2000). Interannual variation in the thermal structure of clear and colored lakes. *Limnol. Oceanogr.* 45: 1639–1646.

SNYDER, R. L. & COX, C. S. (1966). A field study of the wind generation of ocean waves. *J. Marine Res.*, 24(2), 141–178.

SNYDER, R. L. & DOBSON, F. W. ; ELLIOTT, J. A. & LONG, R. B. (1981) Array measurements of atmospheric pressure fluctuations above surface gravity waves. *J. Fluid Mech.*, 102, 1–59.

SOLERA, M. L. (2010) *Avaliação de Técnicas da Bioengenharia de solos para proteção de taludes: estudo de caso para aplicação nas encostas do reservatório da barragem da UHE Engo Sergio Motta, Rio Paraná, SP/MS*. Dissertação de mestrado. Instituto de pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. São Paulo.

SORENSEN, R. M. (1978). *Basic Coastal Engineering*. John Wiley and Sons, New

York.

SOUZA, D. C. (2000). Padrões de diversidade α e β da assembléia de macrófitas aquáticas em diferentes escalas espaciais no reservatório de Itaipu. 39 f., il. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Ambientes Aquáticos Continentais) – Departamento de Biologia, Universidade Estadual de Maringá, Maringá.

STRASKRABA, M. & TUNDISI, J.G. (1999) Reservoir ecosystem functioning: theory and application. 565-597 p. In: TUNDISI, J.G & STRAŠKRABA, M. Theoretical reservoir ecology and its applications, São Carlos: ABC, IIE, Backhuys Publishers, 1999.

SVERDRUP, H. U. & MUNK, W. H. (1946). Empirical and theoretical relations between wind, sea and swell, Trans. Am. Geophys. Union, 27, 823–827.

SVERDRUP, H.U. & MUNK, W.H. (1947). Wind, sea and swell: Theory of relations for forecasting. Publication 601, Hydrographic Office, U.S. Navy, 50 pp.

TAKESHI UJI., (1984). A coupled discrete wave model MRI-II. Journal of the Oceanographical Society of Japan 40:4, 303-313.

THEMAG ENGENHARIA E GERENCIAMENTO, (1996). EIA/RIMA da UHE de Lajeado, São Paulo.

THOM, H. C. S. (1973). Extreme wave height distributions over oceans. Journal of Waterways, Harbors and Coastal Engineering. 99: 355-373.

THOMAS, J. P. (1988). Retrieval of energy spectrum from measured data for assimilation into a wave model. Quart. J. Royal Met. Soc., 114, 781–800.

THOMAZ, S. M. & BINI, L. M. (1999). A expansão das macrófitas aquáticas e implicações para o manejo de reservatórios: um estudo na represa de Itaipu. In: HENRY, R. (Ed.). Ecologia de reservatórios: estrutura, função e aspectos sociais. Botucatu: FUNDIBIO; São Paulo: FAPESP, 1999. cap. 20, p. 597-626.

TOLDO JR., E. E. (1994). Sedimentação, predição do padrão de ondas e dinâmica sedimentar da antepraia e zona de surfe do sistema lagunas da Lagoa dos Patos, RS. Porto Alegre. 178 p. Tese de doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

TOLDO JR., E. E. ; DILLENBURG, S.R. ; CORRÊA, I. C. S. ; ALMEIDA, L. E. S. B. (2000). Holocene Sedimentation in Lagoa dos Patos Lagoon, Rio Grande do Sul, Brazil. Journal of Coastal Research, 16(3): 816-822.

TOLMAN, H. L. (1991). A third-generation model for wind on slowly varying unsteady and inhomogeneous depths and currents, J. Phys. Oceanogr., 21, 782-797.

TOLMAN, H. L. (1999). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166, 110 pp.

TOLMAN, H. L. (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 3.14. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276, 194 pp.+ Appendices.

TOLMAN, H. L. (1997). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.15. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 151, 97 pp.

TOLMAN, H. L. (1999). User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 1.18. NOAA / NWS / NCEP / OMB Technical Note 166, 110 pp.

TUCKER, M. J. (1993). Recommended standard for wave data sampling and near-real-time processing. *Ocean Engineering*, 20, 459–474.

U.S. ARMY COASTAL ENGINEERING RESEARCH CENTER (1966). *Shore Protection Manual*. Third Edition, Volume 1. Washington, D.C.: Department of the Army Corps of Engineers.

_____ (1973). *Shore Protection Manual*. Third Edition, Volume 1. Washington, D.C.: Department of the Army Corps of Engineers.

_____ (1984). *Shore Protection Manual*. Third Edition, Volume 1. Washington, D.C.: Department of the Army Corps of Engineers.

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, (1966). *Coastal Engineering Manual (CEM)*, Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C. (6 vol.).

_____ (1984). *Coastal Engineering Manual (CEM)*, Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C. (6 vol.).

_____ (2002). *Coastal Engineering Manual (CEM)*, Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C. (6 vol.).

_____ (2008). *Coastal Engineering Manual (CEM)*, Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C. (6 vol.).

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, (1966). *Shore Protection, Planning and Design*. Technical Report No. 4, 3rd ed., Coastal Engineering Research Center, Washington, D.C., 1966.

U.S. DEPT. OF AGRICULTURE, SOIL CONSERVATION SERVICE (1987). *Riprap for slope protection against wave action*. Washington, D.C.

UNITED STATES DEPARTMENT OF THE INTERIOR – BUREAU OF RECLAMATION (1973). *Design of small dams*. A water resources technical publication 2. ed. Rev. Washington.

VAN DEN BERG, M.S. ; JOOSSE, W. ; COOPS, H. (2003). A statistical model predicting the occurrence and dynamics of submerged macrophytes in shallow lakes in the Netherlands. *Hydrobiologia* 506-509: 611-623.

VON EINEM, J. AND GRANELI, W. (2010). Effects of fetch and dissolved organic carbon on epilimnion depth and light climate in small forest lakes in southern Sweden, *Limnol. Oceanogr.*, 55, 920–930, 2010.

WALSH, E. J. ; HANCOCK, D. W. ; HINES, D. E. ; SWIFT, R. N. & SCOTT, J. F. (1989). Evolution of the Directional Wave Spectrum from Shoreline to Fully Developed. *Journal of Physical Oceanography*. Vol. 19, pp 52-73.

WAMDI group (1988). The WAM model – a third generation ocean wave prediction model, *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1775–1810.

WEISNER, S. E. B. ; STRAND, J. A. ; SANDSTEN, H. (1997). Mechanisms regulating abundance of submerged vegetation in shallow eutrophic lakes. *Oecologia* 109: 592-599.

WETZEL, R. G. (1990). Reservoir ecosystems: Conclusions and speculations. Pp. 227–238 in *Reservoir Limnology: Ecological Perspectives*, K. W. Thornton, B. L. Kimmel, and F. E. Payne, eds. New York: John Wiley & Sons.

WETZEL, R.G. (2001). *Limnology: Lake and River Ecosystems*, 3rd ed. Academic Press. New York: John Wiley & Sons.

WIEGEL, R. L. ; NODA, E. K. ; KUBA, E. M. ; GEE, D. M. & TORNBERG, G. F. (1970). Water waves generated by landslides in reservoir, *J. of the Waterways and Harb. Div., Proc. of the Am. Soc. of Civ. Eng.* 96(WW2): 307–333.

WILSON, B.W. (1961). Deep water wave generations by moving wind systems. *J. Waterways, Harbours and Coastal Engng. Division, ASCE, WW2*, pp.113-141.

WHITHAM, G. B. (1974). *Linear and nonlinear waves*, Wiley, New York, 636 p

WITTMANN, P. A. ; CLANCY, R. M. & METTLACH, T. (1995). Operational Wave Forecasting at Fleet Numerical Meteorology and Oceanography Center. *Proceedings of the 4th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting*, Banff, Alberta (available from Environment Canada, Atmospheric Environment Service, 4905 Dufferin Street, Downsview, Ontario), 1995, pp.335-342.

WOOD, D.J. ; MUTTRAY, M. & OUMERACI, H. (2001). The SWAN model used to study wave evolution in a flume. *Ocean Engineering*, 28: 805-823.

WU, J. (1982). Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane, *J*

Geophys. Res., 87, C12, 9704-9706.

ZIJLEMA, M. & VAN DER WESTHUYSEN, A. J. (2005). On convergence behaviour and numerical accuracy in stationary SWAN simulations of nearshore wind wave spectra. Coastal Engineering, 52: 237-256.